

# Quantifizierung von Aggregationseffekten in Bodenfeuchte- Retrievalalgorithmen

Dissertation  
zur  
Erlangung des Doktorgrades (Dr. rer. nat.)  
der  
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät  
der  
Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

vorgelegt von  
**Ariane Ament**  
aus  
Köln

Zürich, im Januar 2008

Angefertig mit Genehmigung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität

1. Referent: Prof. Dr. C. Simmer
2. Referent: Prof. Dr. S. Crewell

Tag der Promotion: 5. Juni 2008

Diese Dissertation ist auf dem Hochschulschriftenserver der ULB Bonn  
*[http://hss.ulb.uni-bonn.de/diss\\_online](http://hss.ulb.uni-bonn.de/diss_online)* elektronisch publiziert.

Erscheinungsjahr: 2008

# Zusammenfassung

In dieser Studie wird eine Modellkette präsentiert und angewendet, die aus dem hydrologischen Modell TOPLATS, dem Strahlungstransportmodell „Streamer“ und dem Mikrowellen-Landoberflächenemissionsmodell LSMEM besteht. Mit der Modellkette wird ein konsistenter Datensatz von Bodenfeuchten und kollozierten Strahlungstemperaturen berechnet und zur Quantifizierung von Aggregationseffekten bei Bodenfeuchte-Retrievalalgorithmen eingesetzt. Bei Aggregationseffekten handelt es sich um systematische Fehler, die bei nichtlinearen Prozessen auftreten, wenn mit identischen Ableitungsvorschriften auf unterschiedlichen räumlichen Skalen gearbeitet wird. Dies ist beispielsweise bei der Nutzung von Satellitenmessungen unterschiedlicher Frequenzen der Fall, weil die Größen der Satellitenfootprints dabei deutlich voneinander abweichen.

Die Modellkette wird zunächst auf den Einsatz in großen Gebieten vorbereitet. Für das Mikrowellenmodell wird eine Kalibration vorgenommen, bei der zwei Parameter, die durch Messungen nicht festgelegt werden können, für den Frequenzbereich von 1 bis 20 GHz abgeleitet werden. Für diese Kalibration werden Messdaten des Southern Great Plains Experiments 1999 genutzt.

Zudem wird eine linearisierte Strahlungstransportgleichung (LSTG) für den Infrarot-Strahlungstransport entwickelt, so dass die rechenzeitintensiven Streamer-Modellierungen nur noch an wenigen Stützstellen nötig sind. Die LSTG ist analytisch lösbar und invertierbar, was für die Ableitung von Oberflächentemperaturen aus Infrarot-Satellitenmessungen des „Geostationary Operational Environmental Satellite“ (GOES) genutzt wird.

Die Validation der Modellkette wird anhand eines Fallbeispiels mit der kleinsten zur Verfügung stehenden Mikrowellen-Frequenz eines satellitengetragenen Radiometers während SGP99 durchgeführt (10.65 GHz). Insbesondere für horizontal polarisierte Strahlung erweist sich die Modellkette als gut geeignet zur Reproduktion der am Satelliten gemessenen Strahlungstemperaturen.

Zur Quantifizierung von Aggregationseffekten wird der mit der Modellkette erstellte Datensatz mit drei verschiedenen Methoden analysiert. Bei der ersten Methode wird eine für hochaufgelöste Daten abgeleitete Regressionsgleichung auf gemittelte Daten angewandt, und die resultierenden Fehler werden quantifiziert. Bei der zweiten Methode wird auf jeder Mittelungsskala eine separate Gleichung abgeleitet, und die unterschiedlichen Formen dieser Gleichungen werden analysiert. Im dritten Fall wird untersucht, ob sich Unterschiede ergeben, wenn die Ergebnisse von hochaufgelösten Strahlungstransportmodellierungen gemittelt werden im Vergleich zu Vorwärtmodellierungen mit gemittelten Eingangsdaten.

Es ergeben sich bei allen drei Methoden bezogen auf die exemplarisch genutzte Frequenz 10.65 GHz ähnlich ausgeprägte Aggregationseffekte, die sich bei dem gewählten Fallbeispiel aus der Messkampagne SGP99 auf etwa 1.5 vol. % Bodenfeuchtefehler bzw. auf 0.5 K Strahlungstemperatur-Abweichung belaufen.





# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1	Motivation und Stand der Forschung . . . . .	1
1.2	Vorgehensweise . . . . .	5
<b>2</b>	<b>Modellkette und Messdaten</b>	<b>9</b>
2.1	Modellkette . . . . .	9
2.2	Mikrowellen-Strahlungsmodell LSMEM . . . . .	10
2.2.1	RMS-Höhe der Erdoberfläche $\sigma$ . . . . .	12
2.2.2	Vegetationsstrukturparameter $A$ . . . . .	13
2.2.3	Atmosphärische Beiträge . . . . .	13
2.3	Infrarot-Strahlungsmodell Streamer_IR . . . . .	14
2.4	Hydrologie-Modell TOPLATS . . . . .	17
2.5	Daten des Experimentes SGP99 . . . . .	19
<b>3</b>	<b>Kalibration LSMEM</b>	<b>21</b>
3.1	Beschreibung der Kalibrationsmethode . . . . .	21
3.2	Ergebnisse . . . . .	22
3.3	Diskussion der Ergebnisse . . . . .	27
3.3.1	RMS-Höhe der Erdoberfläche $\sigma$ . . . . .	27
3.3.2	Optische Dicke der Vegetation . . . . .	27
<b>4</b>	<b>Effiziente Infrarot-Strahlungstransportmodellierungen</b>	<b>32</b>
4.1	Validation von Streamer_IR anhand von SGP99 Daten . . . . .	32
4.2	Beschreibung der Linearisierungsmethode . . . . .	36
4.3	Validation der Linearisierungsmethode . . . . .	37
4.4	Diskussion der Linearisierungsmethode . . . . .	38
<b>5</b>	<b>Anwendungen der Modellkette: Fallstudie 21.07.1999</b>	<b>40</b>
5.1	TOPLATS-Modellierungen für SGP99 . . . . .	41
5.1.1	Modellkonfiguration . . . . .	41
5.1.2	Modellparameter . . . . .	42
5.1.3	Meteorologischer Antrieb . . . . .	44
5.1.4	Ergebnisse . . . . .	46
5.2	Abgeleitete Oberflächentemperaturen aus GOES-Messungen . . . . .	46
5.3	Mikrowellenstrahlungstransport . . . . .	50

## *Inhaltsverzeichnis*

5.4	Validation der Modellkette . . . . .	52
<b>6</b>	<b>Quantifizierung der Aggregationseffekte</b>	<b>59</b>
6.1	Einfluss auf abgeleitete Bodenfeuchten . . . . .	60
6.2	Einfluss auf Regressionskoeffizienten eines Bodenfeuchteretrievals	64
6.3	Einfluss auf simulierte Strahlungstemperaturen . . . . .	67
<b>7</b>	<b>Zusammenfassung und Diskussion</b>	<b>70</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>77</b>

# 1 Einleitung

## 1.1 Motivation und Stand der Forschung

Bodenfeuchte macht mit 1.5 % nur einen sehr geringen Anteil des weltweiten flüssigen Frischwassers aus (Dingman, 1994), dennoch hat sie eine ganz entscheidende Bedeutung für den hydrologischen Zyklus (Western et al., 2002): Über den Prozess der Verdunstung wird Bodenfeuchte in Wasserdampf umgewandelt; dabei reguliert die Bodenfeuchte die Aufteilung der Nettostrahlung in latenten und fühlbaren Wärmefluss (Famiglietti et al., 1999). Aus meteorologischer Sicht hat die Bodenfeuchte somit eine große Bedeutung für Austauschprozesse zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre und beeinflusst darüber Wetter- und Klimaentwicklungen (Entekhabi, 1995). Aus hydrologischer Sicht ist die Bodenfeuchte entscheidend für die Abflussgenerierung, d.h. die Bodenfeuchte legt fest, wieviel Regen mit welcher Geschwindigkeit in Abfluss umgewandelt wird (Western et al., 2002).

Globale Informationen über die Bodenfeuchteverteilung sind wichtig für Klima-Monitoring und können außerdem als Antriebsdaten für Wettervorhersage- und Klimamodelle genutzt werden (Wilker et al., 2006; Seuffert et al., 2004). Satellitenfernerkundung hat das Potential, Bodenfeuchte und andere wichtige Landoberflächenparameter (z.B. Oberflächentemperatur, LAI (leaf area index, Blattflächenindex)) flächendeckend zu bestimmen. Die Sensitivität der gemessenen Strahldichten am Oberrand der Atmosphäre in Relation zu den unterschiedlichen Landoberflächenparametern hängt dabei von der Beobachtungsfrequenz des Systems ab.

Bezüglich der Bodenfeuchte bietet sich Mikrowellenstrahlung wegen ihrer großen Eindringtiefen in den Boden für die Fernerkundung an. Diese Eindringtiefen sind allerdings sehr frequenzabhängig, wobei besonders bei den kleinen Frequenzen unterhalb von 10 GHz hohe Eindringtiefen erreicht werden und so Aussagen über die Bodenfeuchte abgeleitet werden können (Njoku und Entekhabi, 1996). Für 1.4 GHz variieren die Eindringtiefen zwischen 10 cm (bei gesättigtem Boden) und 1 m (im trockenen Fall), während bei 30 GHz nur noch Eindringtiefen zwischen 1 mm und ca. 1 cm erreicht werden (Njoku und Entekhabi, 1996).

## 1 Einleitung

Fernerkundung von Bodenfeuchte im Mikrowellen(MW)-Frequenzbereich nutzt zudem die Tatsache, dass Vegetation für kleine Mikrowellenfrequenzen semi-transparent ist (Jackson und Schmugge, 1991), so dass auch die Beobachtungen über bewachsenem Boden von der Bodenfeuchte abhängen (z.B. Jackson et al., 1999; Njoku und Li, 1999; Jackson et al., 2002; Drusch et al., 2004). Dennoch wird die Analyse der Bodenfeuchte aus Satellitenmessungen durch Vegetation durchaus erschwert (Jackson und Schmugge, 1991), da die aufwärtige Landoberflächenemission in diesem Fall reduziert ist (Jackson et al., 1982), was zu einer geringeren Sensitivität des Mikrowellensignals bezüglich der Bodenfeuchte führt.

Da es neben der Bodenfeuchte noch andere Einflussgrößen auf die Strahlungstemperatur (TB, Brightness Temperature) am Oberrand der Atmosphäre gibt (z.B. Oberflächentemperatur), stoßen Retrieval-Verfahren (von engl. to retrieve: wiedererlangen, wiederfinden), die nur einen Frequenzbereich nutzen, dort an ihre Grenzen, wo zu wenig Informationen zur Trennung des Einflusses der verschiedenen Größen zur Verfügung stehen. Ungeachtet dessen hat es in den letzten Jahren viele Studien zu monospektralen Retrievalverfahren gegeben, z.B. Oberflächentemperatur-Retrieval aus Infrarot(IR)-Beobachtungen (z.B. Jin, 2004; Sun und Pinker, 2007) oder Bodenfeuchte-Retrieval aus passiven Mikrowellen-Beobachtungen (z.B. Njoku und Li, 1999; Jackson et al., 2002; Drusch et al., 2004; Gao et al. 2006; Saleh et al., 2007).

Da sowohl die Bodenfeuchte als auch die Oberflächentemperatur einen Einfluss auf die MW-Strahlungstemperaturen haben, steigt das Interesse an Retrievalalgorithmen, die sowohl die Bodenfeuchte als auch die Oberflächentemperatur ableiten können. Bei der Beschränkung auf den MW-Spektralbereich ist dies anhand von Strahlungstemperatur-Beobachtungen mehrerer Mikrowellen-Kanäle und unter Nutzung beider Polarisationsrichtungen möglich (Wen et al., 2003).

Vergleichsweise wenig Forschung hat es bisher auf dem Gebiet der Retrieval-Algorithmen gegeben, die mehr als einen Spektralbereich nutzen, obwohl dabei gezielt die Vorteile der einzelnen Frequenzbereiche kombiniert werden können. Durch Identifizieren und Separieren der Einflüsse verschiedener Parameter auf die abzuleitende Zielgröße können bei diesen Verfahren bessere Retrieval-Ergebnisse erzielt werden als bei monospektralen Verfahren. Konkret bedeutet dies, dass hinsichtlich des Bodenfeuchte-Retrievals das große Potential der Mikrowellenfernerkundung genutzt werden kann in Kombination mit dem großen Potential von Infrarotmessungen für die Ableitung von Oberflächentemperaturen. Somit können die Unsicherheiten des Bodenfeuchteretrievals verringert werden, da sehr realistische Oberflächentemperaturen einfließen. Beispielsweise stellen Aires und Prigent (2006) eine Bodenfeuchte-Analyse vor, für die Satellitendaten im thermischen IR-Frequenzbereich mit passiven und aktiven

## 1.1 Motivation und Stand der Forschung

Mikrowellenmessungen kombiniert werden. Dazu wird ein neuronales Netzwerk mit den Bodenfeuchten eines Wettervorhersagemodells trainiert. Dieses neuronale Netzwerk reproduziert die Bodenfeuchten mit einem RMS-Fehler von 5 vol. %.

Es muss berücksichtigt werden, dass Retrievalalgorithmen meist unter Vernachlässigung von räumlicher Variabilität abgeleitet werden. Wenn man diese Retrievalverfahren unverändert auf große Skalen überträgt, treten häufig systematische Fehler auf, weil der Zusammenhang zwischen Messgröße und abzuleitender Größe häufig nichtlinear ist. Diese Fehler werden als Aggregationseffekte bezeichnet.

Bindlich und Barros (2002) weisen die Existenz von Aggregationseffekten nach, indem sie die kleinskalige Variabilität von Bodenfeuchtefeldern untersuchen, die aus passiven MW-Messungen abgeleitet wurden. Die Untersuchungen werden anhand von Sensitivitätsstudien und durch Vergleich mit der Struktur von Bodenfeuchtefeldern aus Radarmessungen durchgeführt. Es zeigt sich, dass die physikalische Abhängigkeit zwischen abgeleiteten Bodenfeuchtefeldern auf der Pixelskala und lokalen Werten innerhalb eines Pixels bei gröberen Sensorauflösungen deutlich nachlässt.

Die wichtigsten Studien zur Quantifizierung von Aggregationseffekten in Bodenfeuchte-Retrievalalgorithmen werden im folgenden kurz vorgestellt:

Drusch et al. (1999) schätzen für 1.4 GHz mittlere quadratische Fehler von bis zu 3 vol. % in der Bodenfeuchte ab. Für diese Abschätzungen werden mittlere Bodenfeuchten, die aus hochaufgelösten TB-Messungen bei 1.4 GHz abgeleitet werden, mit Bodenfeuchten verglichen, die aus den auf gröbere Skalen gemittelten Strahlungstemperaturen berechnet werden. Die Ableitung der Bodenfeuchten aus den Strahlungstemperaturen wird mit zwei verschiedenen invertierten Strahlungstransportmodellen durchgeführt. Die Untersuchungen finden im Southern Great Plains (SGP)-Gebiet anhand von Daten des Southern Great Plains 1997 (SGP97) Experimentes statt.

Crow et al. (2001) untersuchen die Größe von Aggregationseffekten für 6.925 GHz über den Southern Great Plains anhand von Daten aus dem Jahr 1994. Dabei werden hydrologische Modellierungen durchgeführt und für die Modellierung von MW-Strahlungstemperaturen genutzt. Für die Abschätzung der Aggregationseffekte werden keine realen Messungen genutzt, sondern synthetische Messdaten, die Messungen von AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS, Aqua Satellit) simulieren sollen, das sich seinerzeit noch in Planung befand. Dabei werden mittlere quadratische Fehler von 1.7 vol. % bei Vegetationswassergehalten unterhalb von  $0.75 \text{ kg/m}^2$  beobachtet.

Zu einer Abschätzung von 3 vol. % für den mittleren quadratischen Fehler bei 1.4 GHz gelangen Burke und Simmonds (2003) mittels einer Studie basierend

## 1 Einleitung

auf einem Mikrowellenemissionsmodell und einem hydrologischen Modell für das Messexperiment SGP97. Dieser deutliche Effekt ist auf vergleichsweise große Vegetationswassergehalte von bis zu  $3 \text{ kg/m}^2$  zurückzuführen. Für vegetationsfreie Oberflächenpixel ergibt sich ein annähernd linearer Zusammenhang zwischen der MW-Oberflächenemissivität und der mittleren Bodenfeuchte. Somit treten im vegetationsfreien Fall selbst bei heterogener Bodenfeuchteverteilung keine Aggregationseffekte auf.

Auch Crow et al. (2005b) betonen die Bedeutung des Vegetationswassergehaltes. Das ihrer Studie zugrundeliegende Modellsystem besteht aus vier Komponenten: einem Bodenmodell zur Vorhersage des geophysikalischen Zustands der Erdoberfläche, einem Mikrowellen-Emissionsmodell zur Berechnung der Strahlungstemperaturen, einem Orbit- und Sensormodell zur Mittelung der TB-Felder auf die Antennenfunktion und einem Retrievalalgorithmus, der simulierte TB in Bodenfeuchten zurückrechnet. Die Untersuchungen werden anhand von Daten des Monats Juni 1994 im Red-Arkansas River Basin durchgeführt. Dabei ergeben sich bei 1.4 GHz systematische Fehler von bis zu 2.5 vol. % auf der 36 km-Skala bei Vegetationswassergehalten unterhalb von  $3 \text{ kg/m}^2$ . Wenn die Vegetationswassergehalte künstlich um einen Faktor 3 erhöht werden, ergeben sich Aggregationseffekte von bis zu 15 vol. %.

Bei den aufgeführten Studien zu Aggregationseffekten wird nicht immer eindeutig zwischen systematischen und zufälligen Fehlern unterschieden. Deshalb sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, dass nur systematische Fehler als Aggregationseffekte im engeren Sinne bezeichnet werden sollten. Die häufig dargestellten mittleren quadratischen Fehler setzen sich aus systematischen und zufälligen Fehlern zusammen. Dies sollte beim Vergleich der absoluten Zahlen in den verschiedenen Studien berücksichtigt werden.

Aggregationseffekte haben insbesondere bei Retrievalverfahren mit zwei oder mehr Spektralbereichen eine große Bedeutung, weil die Satellitensensoren über das Sichtfenster der jeweiligen Antenne (Footprint) mitteln und die Größe der Sichtfenster zwischen den Spektralbereichen deutlich variiert. Satellitenfootprints im MW-Spektralbereich sind mit Größenordnungen von 60 km Ausdehnung sehr groß, verglichen mit IR-Footprints mit nur etwa 5 km Ausdehnung. Das führt bei Nichtberücksichtigung der Aggregationseffekte dazu, dass in jedem genutzten Spektralbereich frequenzspezifische Fehler gemacht werden, die das Gelingen eines bi- oder multispektralen Retrievalverfahrens erschweren. Deshalb ist es besonders bei Retrievalverfahren mit Nutzung von mehr als einem Spektralbereich unerlässlich, diese Aggregationseffekte zu berücksichtigen. Ein wesentliches Ziel der vorliegenden Arbeit ist deshalb die Quantifizierung von Aggregationseffekten.

## 1.2 Vorgehensweise

Als Grundlage für die Untersuchung von Aggregationseffekten wird ein Modellansatz gewählt, da es keine geeigneten vollständigen Messungen gibt (flächenhafte Bodenfeuchte-Messungen und flächenhafte Strahlungstemperaturen am Satelliten), mit denen diese Untersuchungen durchgeführt werden könnten. Die benötigte Modellkette besteht aus einem hydrologischen Modell, einem IR-Strahlungstransportmodell und einem MW-Strahlungstransportmodell. Ziel ist die Schaffung eines vollständigen, konsistenten und realitätsnahen Datensatzes, mit dem Aggregationseffekte untersucht werden können. Das hydrologische Modell liefert flächenhafte Bodenfeuchten, die für die MW-Modellierungen benötigt werden. Der IR-Spektralbereich wird benötigt, um flächenhafte Oberflächentemperaturen aus IR-Satellitenmessungen abzuleiten und diese bei den MW-Modellierungen zu nutzen.

Bei der Erstellung dieses realitätsnahen Datensatzes werden möglichst viele Messungen direkt übernommen oder als Antriebsdaten verwendet. Einer der umfangreichsten Datensätze, die für Studien zur Fernerkundung von Landoberflächenparametern auf der regionalen Skala zur Verfügung stehen, ist der Datensatz, der während des Southern Great Plains 1999 (SGP99) Experimentes entstanden ist (Jackson et al., 2002). Im Zeitraum 8. – 21. Juli 1999 sind während dieses Experiments in-situ Messungen von Oberflächenparametern sowie Flugzeug- und Satellitenbeobachtungen im MW-Frequenzbereich und im IR-Frequenzbereich durchgeführt worden. Dieser hervorragend geeignete Datensatz, der zudem meteorologische Standardmessungen am Boden und Radiosondenaufstiege umfasst (Mesonet-Messnetz), wird genutzt, um die Modellkette zu kalibrieren und zu validieren.

Zur Bereitstellung der Bodenfeuchte-Felder werden den Strahlungstransportmodellierungen hydrologische Modellierungen mit TOPLATS (TOPmodel based Land Surface Atmosphere Transfer Scheme; Famiglietti et al., 1992) vorangeschaltet. TOPLATS wird in dieser Studie mit einer Auflösung von einem Kilometer und einem Zeitschritt von einer Stunde betrieben. Es wird ein langer Vorlauf von 1.5 Jahren vor der SGP99-Messkampagne gewählt, damit die Anfangswerte die Modellierungen während der SGP-Kampagne nicht mehr beeinflussen.

TOPLATS liefert auch flächenhafte Oberflächentemperaturen, die für die Strahlungstransportmodellierungen genutzt werden können. Die Oberflächentemperaturen können aber auch direkt aus Messungen des „Geostationary Operational Environmental Satellite“ (GOES) abgeleitet werden; in Kap. 1.4 wird untersucht, welche Vorgehensweise zu realistischeren Ergebnissen führt. Für die Ableitung der Oberflächentemperaturen aus GOES-Messungen wird ein

## 1 Einleitung

„Rückwärts“-Algorithmus benötigt, mit dem aus den gemessenen IR-Strahlungstemperaturen auf die Oberflächentemperaturen geschlossen werden kann. In dieser Arbeit wird eine linearisierte Strahlungstransportgleichung für den IR-Frequenzbereich abgeleitet und validiert (Kap. 4), die leicht invertiert werden kann, um so die Oberflächentemperaturen mit geringem Rechenaufwand aus den GOES-Messungen berechnen zu können. In der Vorwärtsrichtung ermöglicht diese linearisierte Strahlungstransportgleichung schnelle IR-Strahlungstransportmodellierungen für große Gebiete.

Die Ausgangsidee für die Entwicklung der linearisierten Strahlungstransportgleichung ist, dass es sich im Fall von räumlich spärlichen atmosphärischen Daten aus Radiosonden anbietet, nur an den Radiosondenstationen herkömmliche, rechenzeitintensive IR-Vorwärtsmodellierungen mit dem Strahlungstransportmodell Streamer (Key und Schweiger, 1998) durchzuführen, und in der Fläche eine räumliche Interpolation optischer Atmosphärenparameter vorzunehmen. Aus diesen interpolierten optischen Parametern werden die Strahlungstemperaturen mit der linearisierten Strahlungstransportgleichung berechnet. Dabei reduziert sich die Rechenzeit bezogen auf das SGP99-Gebiet im Vergleich zu den herkömmlichen gebietsweiten Strahlungstransport-Modellierungen etwa um einen Faktor 6000. Bei der herkömmlichen Vorgehensweise werden die Atmosphärenprofile zuerst räumlich interpoliert und die IR-Strahlungstransportgleichung wird Punkt für Punkt gelöst und dabei wird besonders für die nur mäßigen Punktinformationen über den Atmosphärenzustand unverhältnismäßig viel Rechenzeit investiert. Die herkömmlichen IR-Vorwärtsmodellierungen an den Radiosondenstationen werden in der vorliegenden Arbeit mit dem Strahlungstransportmodell Streamer (Key und Schweiger, 1998) durchgeführt, welches grundsätzlich für den infraroten und den solaren Spektralbereich ausgelegt ist. Hier beschränkt sich die Nutzung von Streamer auf den infraroten Spektralbereich, was im folgenden durch die Abkürzung `Streamer_IR` kenntlich gemacht wird. Die IR-Modellierungen können in dem vorgestellten Verfahren aber auch mit jedem anderen IR-Strahlungstransportmodell durchgeführt werden, es besteht also keine Einschränkung auf das hier genutzte Modell `Streamer_IR`. Die Ableitung der linearisierten Strahlungstransportgleichung und ihre Validierung sind in Kap. 4 beschrieben.

Die MW-Vorwärtsmodellierungen werden mit dem Landoberflächen-Mikrowellen-Emissionsmodells (LSMEM, land surface microwave emission model, Kerr und Njoku, 1990; Drusch et al., 2001; Gao et al., 2004; Gao et al., 2006) durchgeführt. Das LSMEM wird dafür durch ein atmosphärisches Mikrowellen-Gasabsorptionsmodul (Liebe, 1989) erweitert, um die Auswirkungen der Gasabsorption in der Atmosphäre zu berechnen, statt sie dem LSMEM vorzugeben.

Bevor die neue Modellkette zur Untersuchung von Aggregationseffekten einge-



setzt werden kann, muss bezüglich des Mikrowellen-Modellteils eine Kalibration durchgeführt werden, da nicht alle Parameter, die die optischen Prozesse an der Erdoberfläche und innerhalb der Vegetation beschreiben, durch direkte Messungen bestimmbar sind. Deshalb werden die beiden Parameter RMS-Höhe (Root Mean Square-Höhe; mittlere quadratische Rauigkeitshöhe) der Erdoberfläche und ein Vegetationsstrukturparameter durch eine Kalibration festgelegt. Der Kalibrationsansatz nutzt Beobachtungen bei unterschiedlichen Mikrowellenfrequenzen und führt zu frequenzabhängigen Parametrisierungen für die beiden unbestimmten Parameter (Kap. 3; siehe auch Thiele et al., 2007).

Mit diesen skizzierten Neuerungen im MW- und IR-Spektralbereich und der Kopplung dieser beiden Spektralbereiche steht eine deutlich komplexere und realitätsnähere Modellkette zur Verfügung, als sie in bisherigen Studien genutzt wurde (z.B. Crow et al., 2005b). Um den Realitätsbezug zu verdeutlichen, wird in der vorliegenden Arbeit eine Validation der Modellkette durchgeführt.

Für die Auswahl eines Fallbeispiels zur Validation der Modellkette und die dann folgende Quantifizierung von Aggregationseffekten ist es von großer Bedeutung, dass nur wolkenfreie Fälle berücksichtigt werden können. Das liegt darin begründet, dass das MW-Modell LSMEM nur für wolkenfreie Fälle ausgelegt ist, weil atmosphärische Streuung vernachlässigt wird. Für die Ableitung von Oberflächentemperaturen aus GOES-Messungen ist Wolkenfreiheit ebenfalls zwingend notwendig, da Wolken im IR-Spektralbereich nicht transparent sind und der Satellit folglich nur die Temperatur der Wolkenoberkante messen kann.

Die validierte Modellkette kann zur Quantifizierung von Aggregationseffekten eingesetzt werden. Dazu werden drei verschiedene Methoden genutzt: Bei der ersten Methode wird der Aggregationseffekt zunächst unberücksichtigt gelassen, indem ein auf der feinsten Skala (1 km) abgeleitetes Retrieval auf allen Mittelungsskalen (3 km, 10 km, 30 km und 60 km) genutzt wird. Je größer der Aggregationseffekt ist, desto schlechtere Ergebnisse liefert der feinskalige Retrievalalgorithmus auf den gröberen Skalen. Bei der zweiten Methode werden auf den unterschiedlichen Mittelungsskalen Regressionsgleichungen abgeleitet. Unterschiede in den abgeleiteten Regressionen sind auf Aggregationseffekte zurückzuführen. Bei der dritten Methode werden Aggregationseffekte in der Vorwärtsrichtung, also im Strahlungstransport untersucht. Dabei werden mittlere Strahlungstemperaturen auf den unterschiedlichen Mittelungsskalen auf zwei unterschiedlichen Wegen erzeugt: zum einen indem die hochaufgelösten Strahlungstemperaturen auf die jeweilige Mittelungsskala gemittelt werden und zum anderen indem die Eingangsdaten des LSMEM vor den Vorwärtmodellierungen gemittelt werden. Wenn es keine Aggregationseffekte gäbe, würden diese beiden Vorgehensweisen zu identischen Ergebnissen führen.

## *1 Einleitung*

Die Arbeit gliedert sich wie folgt: Die Modellkette, die Experiment-Region und die genutzten Daten werden im folgenden Kapitel 2 vorgestellt. In Kapitel 3 wird eine physikalisch konsistente Kalibration und Validation des Mikrowellenmodells vorgestellt und in Kapitel 4 wird eine invertierbare Linearisierungsmethode für das Infrarotmodell vorgestellt, getestet und validiert. Die Anwendung der gesamten Modellkette einschließlich der TOPLATS-Modellierungen für SGP99 wird in Kapitel 5 für ein Fallbeispiel präsentiert und die Untersuchung der Aggregationseffekte findet in Kapitel 6 statt. Im letzten Kapitel 7 werden die Ergebnisse zusammengefasst und diskutiert.

## 2 Modellkette und Messdaten

In diesem Kapitel wird die Modellkette, die aus einem hydrologischen Modell, einem Strahlungstransportmodell für den IR-Spektralbereich und einem Mikrowellen-Strahlungstransportmodell besteht, vorgestellt. Hinsichtlich des Mikrowellenteils der Modellkette werden insbesondere die nur durch Kalibration (s. Kap. 3) bestimmbar Parameter eingeführt. Zudem werden die Messdaten des Messexperiments SGP99, die zur Kalibration und Validation genutzt werden, dargestellt.

### 2.1 Modellkette

Für Strahlungstransportmodellierungen im IR- und im Mikrowellen-Frequenzbereich und auch für hydrologische Modellierungen existieren eine Reihe von Modellen. In dieser Studie werden die hydrologischen Modellierungen mit dem auf dem Topmodel-Ansatz basierenden Modell TOPLATS (Famiglietti et al., 1992) durchgeführt. Mit dem Topmodel-Ansatz wird der laterale Grundwasseraustausch in einem Flusseinzugsgebiet berechnet. Aus der Kombination von Topmodel mit einem SVAT-Modell (Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer-Modell) ist TOPLATS entstanden. Für Modellierungen im IR-Frequenzbereich wird das Modell Streamer (Key und Schweiger, 1998) genutzt, das neben dem IR-Spektralbereich auch den solaren Spektralbereich abdeckt. Wegen der ausschließlichen Nutzung des infraroten Spektralbereichs von Streamer wird dieses Modell im folgenden als Streamer\_IR bezeichnet. Modellierungen im Mikrowellenfrequenzbereich werden mit dem Oberflächenemissionsmodell LSMEM (Land Surface Microwave Emission Model; z.B. Drusch et al., 1999; Gao et al., 2004) durchgeführt, das um die Berechnung der atmosphärischen Gasabsorption erweitert wurde (s. Kap. 2.2.3). Die beiden Strahlungstransportmodelle wurden modularisiert und durch ein Interface gekoppelt. Die drei Modelle nutzen dort, wo die gleichen Größen eingehen, identische Eingangsdaten, so dass die unterschiedlichen Teile der Modellkette konsistente Ergebnisse liefern, die wechselseitig genutzt werden können.

Damit steht mit dieser Modellkette nach der Kalibration des MW-Modellteils (Kap. 3) und der Entwicklung einer Linearisierungsmethode für den IR-Teil

## 2 Modellkette und Messdaten

Tabelle 2.1: Eingangsparameter des LSMEM mit ihren Werten bzw. Quellen für die Kalibrationsrechnungen an einzelnen Stationen.

Variable	Wert bzw. Quelle	Literatur	Räumlich / zeitlich konstant
Vegetationsbedeckungsgrad	0.8	Seuffert et al. 2004	Ja / Ja
Vegetationswassergehalt	Messung an Station	—	Nein / Ja
Vegetationssalzgehalt	6.0 psu	Seuffert et al., 2004	Ja / Ja
Einfachstreualbedo der Vegetation	0.04	Mo et al., 1982	Ja / Ja
Salzgehalt des Bodenwassers	0.65 psu	Seuffert et al., 2004	Ja / Ja
Bodendichte (trocken)	2.65 g/cm <sup>3</sup>	Seuffert et al., 2004	Ja / Ja
Tongehalt des Bodens	Messung an Station	—	Nein / Ja
Sandgehalt des Bodens	Messung an Station	—	Nein / Ja
Bodenfeuchte	Messung an Station	—	Nein / Nein
Vegetationstemperatur	Messung an Station von $T_{2m}$	—	Nein / Nein
Atmosphärische Profile	Radiosonden	—	Nein / Nein

(Kap. 4) ein neues Instrument für Modellierungen in den Spektralbereichen MW und IR auf der Grundlage von vorangegangenen hydrologischen Modellierungen zur Verfügung. Mit dieser neuen Modellkette kann das Hauptziel der vorliegenden Arbeit, die Quantifizierung von Aggregationseffekten, verfolgt werden.

## 2.2 Mikrowellen-Strahlungsmodell LSMEM

Der Mikrowellenteil der Modellkette ist das LSMEM, das die raue Erdoberfläche, Vegetation und atmosphärische Beiträge berücksichtigt und für Frequenzen zwischen 1.4 und 20 GHz ausgelegt ist. Das LSMEM beruht auf der semi-empirischen Lösung der Strahlungstransportgleichung, wie sie in Kerr und Njoku (1990) beschrieben ist. Dabei ist es üblich, anstelle von Strahldichten mit Strahlungstemperaturen zu arbeiten, die sich nach dem Planckschen Strahlungsgesetz direkt ineinander umrechnen lassen. Nach Kerr und Njoku (1990) kann die polarisationsabhängige Strahlungstemperatur am Oberrand

## 2.2 Mikrowellen-Strahlungsmodell LSMEM

der Atmosphäre  $T_{Bv}$  über vegetationsbedecktem Boden geschrieben werden als:

$$\begin{aligned} T_{Bv} = & T_{au} + e^{-\tau_{at}} \left( T_{ad} + T_{sky} e^{-\tau_{at}} \right) (1 - \epsilon_p) e^{-2\tau_p} \\ & + e^{-\tau_{at}} \epsilon_p T_s e^{-\tau_p} \\ & + e^{-\tau_{at}} T_v (1 - \omega) \left( 1 - e^{-\tau_p} \right) \left( 1 + (1 - \epsilon_p) e^{-\tau_p} \right) \end{aligned} \quad (2.1)$$

mit den unpolarisierten aufwärtigen und abwärtigen Beiträgen der Atmosphäre  $T_{au}$  und  $T_{ad}$ , der Oberflächentemperatur  $T_s$ , der Vegetationstemperatur  $T_v$ , der kosmischen Hintergrundstrahlung  $T_{sky}$ , der Bodenemissivität rauher Böden  $\epsilon_p$ , der Einfachstreualbedo von Vegetation  $\omega$  (nach Joseph et al., 1976), der optischen Dicke der Atmosphäre  $\tau_{at}$  und der effektiven optischen Dicke der Vegetation  $\tau_p$ .

Die Berücksichtigung von Absorption bei der Betrachtung von Wechselwirkungen zwischen Strahlung und der Atmosphäre (s. Kap. 2.2.3) ist besonders bei höheren Frequenzen (ab etwa 10 GHz; z.B. Liebe, 1989) wichtig, weil die Variabilität des atmosphärischen integrierten Wasserdampfes Änderungen in den Strahlungstemperaturen zur Folge hat, die etwa ein Drittel der Variabilität ausmachen, die durch Änderungen der Bodenfeuchte erreicht werden (Drusch et al., 2001; Jackson und Hsu, 2001). Die Streuung von Mikrowellenstrahlung kann vernachlässigt werden, weil Streuung nur in der bewölkten Atmosphäre eine Rolle spielt und bewölkte Fälle bei der Ableitung von Oberflächenparametern aus Satellitenmessungen nicht genutzt werden sollten, wie in der Einleitung dargelegt.

Der Beitrag, den der unbedeckte Boden an der am Oberrand der Atmosphäre gemessenen Strahlungstemperatur hat, berechnet sich, wie in Seuffert et al. (2004) dargestellt, nach:

$$T_{Bb} = T_{au} + e^{-\tau_{at}} \left( T_{ad} + T_{sky} e^{-\tau_{at}} \right) (1 - \epsilon_p) + e^{-\tau_{at}} \epsilon_p T_s \quad (2.2)$$

Die am Oberrand der Atmosphäre zu messende Strahlungstemperatur  $T_{TOA,p}$ , die auf vegetationsbedeckte und unbedeckte Böden zurückgeht, berechnet sich in Abhängigkeit vom Vegetationsbedeckungsgrad  $c$  linear aus den Anteilen des blanken Bodens ( $T_{Bb}$ ) und des vegetationsbedeckten Bodens ( $T_{Bv}$ ) nach Seuffert et al. (2004):

$$T_{TOA,p} = (1 - c) T_{Bb} + c T_{Bv} \quad (2.3)$$

Die meisten geophysikalischen Parameter, die zur Parametrisierung von optischen Boden- und Vegetationseigenschaften benötigt werden, können entweder

## 2 Modellkette und Messdaten

aus Messungen übernommen werden oder stehen in der Literatur zur Verfügung (s. Tab. 2.1). Für die RMS-Höhe der Erdoberfläche  $\sigma$  und den Vegetationsstrukturparameter  $A$  ist dies nicht der Fall, so dass diese beiden Parameter anders ermittelt werden müssen. Die RMS-Höhe  $\sigma$  findet sich in Gl. (2.2) implizit in der Größe  $\epsilon_p$  wieder (s. Kap. 2.2.1) und der Parameter  $A$  ist in  $\tau_p$  enthalten (s. Kap. 2.2.2). Desweiteren müssen die auf- und die abwärtige atmosphärische Emission  $T_{au}$  und  $T_{ad}$  und die optische Dicke der Atmosphäre  $\tau_{at}$  berechnet werden, was in Kapitel 2.2.3 erläutert wird.

Im folgenden werden die theoretischen Grundlagen der Parameter  $\sigma$  und  $A$  dargestellt und die Vorgehensweise für die Berechnung der atmosphärischen Beiträge wird skizziert. Die beiden zunächst unbestimmten Parameter  $A$  und  $\sigma$  werden in der vorliegenden Arbeit durch eine Kalibrationsmethode abgeleitet, die in Kapitel 3 beschrieben wird.

### 2.2.1 RMS-Höhe der Erdoberfläche $\sigma$

Die Emissivität des rauen Bodens  $\epsilon_p$  hängt mit der RMS-Höhe der Erdoberfläche  $\sigma$  zusammen (Choudhury et al., 1979). Diese Emissivität ist innerhalb des LSMEM ein wichtiger Parameter, dessen Berechnungsgrundlagen im folgenden aufgeführt werden.

Mithilfe der Fresnel Gleichung wird die Reflektivität der glatten Erdoberfläche ausgehend von der Dielektizitätskonstante von Salzwasser (berechnet nach Klein und Swift, 1977) und der Dielektrizitätskonstante von nassem Boden (nach Dobson et al., 1985) berechnet. Die Oberflächenrauigkeit depolarisiert elektromagnetische Wellen. Der Effekt der Bodenrauigkeit auf die horizontale und die vertikale Reflektivität  $R_h$  und  $R_v$  wird mithilfe der RMS-Höhe der Oberfläche  $\sigma$  nach Wang und Choudhury (1981) und Wang et al. (1983) parametrisiert:

$$R_h^R = 1 - \epsilon_{p,h} = ((1 - Q)R_h + QR_v)\exp(-4.0k^2\sigma^2\cos^2\theta) \quad (2.4)$$

und

$$R_v^R = 1 - \epsilon_{p,v} = ((1 - Q)R_v + QR_h)\exp(-4.0k^2\sigma^2\cos^2\theta) \quad (2.5)$$

mit

$$Q = 0.35(1 - \exp(-0.6\sigma^2 f_{GHz})) \quad (2.6)$$

und den polarisationsabhängigen Fresnelreflektivitäten  $R_h$ ,  $R_v$ , der Wellenzahl  $k$ , der Frequenz  $f_{GHz}$  in GHz, der RMS-Höhe  $\sigma$  in cm und dem Einfallswinkel  $\theta$ .

### 2.2.2 Vegetationsstrukturparameter $A$

Eine weitere entscheidende Größe im LSMEM ist die optische Dicke der Vegetation  $\tau_p$ . Für die Berechnung dieses Parameters stehen der Ansatz eines effektiven Mediums nach Kirdyashev et al. (1979) und der geometrische Optik-Ansatz von Wegmüller et al. (1995) zur Verfügung. In der Parametrisierung von Kirdyashev et al. (1979) ist der Vegetationsparameter  $A$  enthalten, der dort eine Proportionalitätskonstante darstellt.

Wegmüller et al. (1995) parametrisieren die polarisationsabhängige optische Dicke von Vegetation nach:

$$\tau_p = A_p \cdot k \frac{WC}{\rho_{veg}(1 - m_d)} \epsilon_{veg}'' \frac{1}{\cos\theta} \quad (2.7)$$

mit dem Vegetationswassergehalt  $WC$ , der Dichte der Vegetation  $\rho_{veg}$ , dem Imaginärteil der Dielektrizitätskonstante von Vegetation  $\epsilon_{veg}''$  und der trockenen Masse der Vegetation  $m_d$ .

Der Vegetationsstrukturparameter  $A_p$  hängt von Form und Orientierung der Blätter und von der Polarisationsrichtung ab. Eine Vereinfachung, die in früheren Studien weit verbreitet ist (z.B. Kerr und Njoku, 1990) basiert auf Kirdyashev et al. (1979):

$$\tau = A \cdot WC \cdot f_{GHz} \cdot \epsilon_{sw}'' \frac{1}{\cos\theta} \quad (2.8)$$

mit dem Imaginärteil der Dielektrizitätskonstante von Salzwasser  $\epsilon_{sw}''$ .

### 2.2.3 Atmosphärische Beiträge

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit ist das LSMEM um die Berechnung der atmosphärischen Gasabsorption erweitert worden. In der ursprünglichen LSMEM-Version wurden die durch Gasabsorption beeinflussten Parameter, die auf- und die abwärtige atmosphärische Emission  $T_{au}$  und  $T_{ad}$  sowie die optische Dicke der Atmosphäre  $\tau_{at}$  dem Modell vorgegeben und nicht für die aktuelle Atmosphärensituation berechnet. Die optische Dicke der Atmosphäre ist in beiden Polarisationsrichtungen gleich, weil Gasabsorption nicht polarisationsabhängig ist und berechnet sich nach:

$$\tau_{at} = \tau(z = 0) = \int_z^{z_{TOA}} \frac{\sigma_a(z') dz'}{\cos\theta} \quad (2.9)$$

mit der Höhe der Atmosphäre  $z_{TOA}$ , den Absorptionskoeffizienten  $\sigma_a$ , die nach Liebe (1989) berechnet werden, und dem Einfallswinkel  $\theta$ .

## 2 Modellkette und Messdaten

Als aufwärtige atmosphärische Emission wird der Teil der am Satelliten gemessenen Strahlungstemperatur bezeichnet, der alleine aus der Atmosphäre und nicht vom Boden her resultiert:

$$T_{au} = \int_0^{z_{TOA}} T_{at}(z') \sigma_a(z') e^{-\tau(z')} dz' \quad (2.10)$$

mit der Atmosphärentemperatur  $T_{at}$ .

Die abwärtige atmosphärische Emission wird am Boden gemessen und resultiert aus der Hintergrundstrahlung aus dem Weltraum, die bei ihrem Weg durch die Atmosphäre durch Absorption und Emission verändert wird:

$$T_{ad} = T_{ini} e^{-\tau_{at}} + \int_0^{z_{TOA}} T_{at}(z') \sigma_a(z') e^{-(\tau_{at} - \tau(z'))} dz' \quad (2.11)$$

mit der Hintergrundstrahlung des Weltraums  $T_{ini}=2.7$  K.

## 2.3 Infrarot-Strahlungsmodell Streamer\_IR

Für Strahlungstransport-Berechnungen im IR-Frequenzbereich wird in dieser Studie das Modell Streamer (Key und Schweiger, 1998) verwendet, das auch den solaren Spektralbereich umfasst, hier aber nur für IR-Modellierungen genutzt wird (Streamer\_IR). Im wolkenfreien Fall hängen die Infrarot-Strahldichten am Oberrand der Atmosphäre hauptsächlich vom atmosphärischen Temperatur- und Wasserdampfprofil, der Oberflächentemperatur und der Oberflächenemissivität ab. Zur Berechnung von Strahldichten wird die Strahlungstransportgleichung von Streamer\_IR mit der „Discrete ordinates Methode“ gelöst. Das Modell kann den IR-Spektralbereich mit 105 Bändern abdecken. Die Gasabsorption wird parametrisiert, wobei nur Wasserdampf, Sauerstoff, Kohlendioxid und Ozon Berücksichtigung finden.

Abgesehen von den atmosphärischen Daten müssen dem Modell die Oberflächentemperatur und die effektive infrarote Emissivität der Erdoberfläche  $\epsilon_{IR,eff}$  vorgegeben werden. Die effektive Emissivität wird unter Berücksichtigung des Vegetationsbedeckungsgrads  $p_{veg}$  (Daten von Crow und Wood, 2002) aus einem gewichteten Mittel der Emissivitäten des unbedeckten Bodens ( $\epsilon_{IR,soil}$ ) und der Vegetation ( $\epsilon_{IR,veg}$ ) berechnet (Faysash und Smith, 2000; Valor und Caselles, 1996):

$$\epsilon_{IR,eff} = p_{veg} \epsilon_{IR,veg} + (1 - p_{veg}) \epsilon_{IR,soil} \quad (2.12)$$



### 2.3 Infrarot-Strahlungsmodell Streamer\_IR

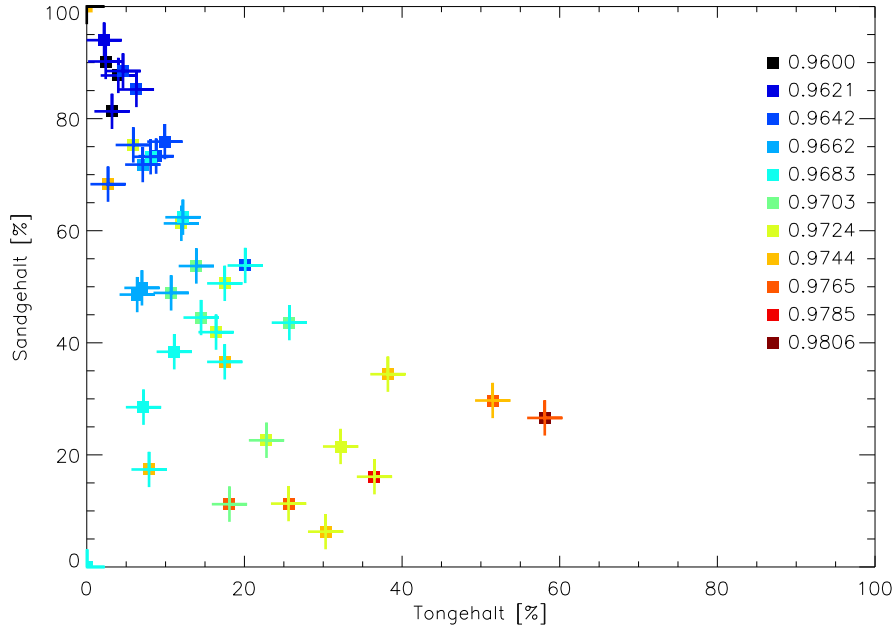


Abbildung 2.1: *Gemessene Bodenemissivitäten  $\epsilon_{IR,soil}$  aus der ASTER Spectral Library (Quadrate) und anhand der Regressionsgleichung (2.13) berechnete Bodenemissivitäten (Kreuze) für die Wellenlänge  $10.7\mu m$ .*

Die Vegetationsemissivitäten  $\epsilon_{IR,veg}$  werden aus Messungen der Johns Hopkins University (JHU) (ASTER Spectral Library, Version 1.2, <http://speclib.jpl.nasa.gov>) entnommen. Diese Messungen wurden für trockenes Gras, Gras, Nadelbäume und Laubbäume durchgeführt. Im SGP99-Gebiet, wo Gräser und Laubbäume dominieren, wird die Vegetationsemissivität als arithmetisches Mittel der Emissivitäten von trockenem Gras, von Gras und von Laubbäumen festgelegt und für jede Frequenz konstant angenommen. Für  $10.7\mu m$  beträgt die so berechnete Vegetationsemissivität 0.953 und für  $12.0\mu m$  liegt sie bei 0.960.

Die Bodenemissivität hängt vom Bodentyp ab, der anhand der Sand- ( $f_s$ ) und Tongehalte ( $f_c$ ) des Bodens parametrisiert werden kann. In Abb. 2.1 sind die als farbige Quadrate dargestellten Bodenemissivitäten aus Reflektivitätsmessungen mit Beckman und Nicolet Spektrometern (JHU-Messungen, Aster Spectral Library) berechnet worden und bilden im folgenden die Datengrundlage für die Ableitung einer Parametrisierung. Bei der Wahl der Parametrisierung ist zu berücksichtigen, dass die Bodenemissivitäten bei  $10.7\mu m$  mit zunehmendem Tongehalt des Bodens ansteigen und zwar in guter Näherung linear (Abb. 2.1, farbige Quadrate), so dass für die Berechnung der Bodenemissivitäten aus dem

## 2 Modellkette und Messdaten

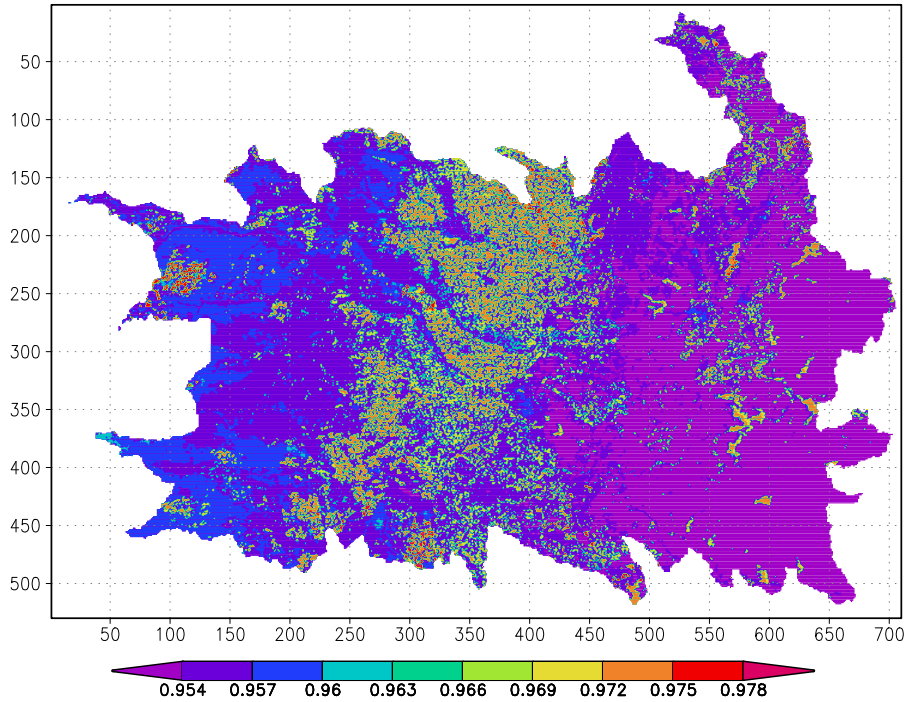


Abbildung 2.2: Berechnete effektive Oberflächenemissivitäten  $\epsilon_{IR,eff}$  für die Wellenlänge  $10.7\mu\text{m}$  für SGP-Region.

Bodentyp die folgende lineare Beziehung angenommen wird:

$$\epsilon_{IR,soil} = a + bf_s + cf_c \quad (2.13)$$

wobei die Sand- und Tongehalte  $f_s$  und  $f_c$  die Einheit % haben. Die Regressionskoeffizienten werden anhand der JHU-Reflektivitätsmessungen abgeleitet und ergeben sich zu:  $a = 0.97$ ,  $b = -8.63 \cdot 10^{-5}$  und  $c = 1.53 \cdot 10^{-4}$  für  $10.7\mu\text{m}$  und  $a = 0.97$ ,  $b = 5.12 \cdot 10^{-5}$  und  $c = 1.50 \cdot 10^{-4}$  für  $12.0\mu\text{m}$ .

Die mittels Gl. (2.13) berechneten Bodenemissivitäten für  $10.7\mu\text{m}$  sind in Abb. 2.1 als farbige Kreuze dargestellt. Die berechneten und die gemessenen Bodenemissivitäten (farbige Quadrate) weichen an fast allen Punkten nur sehr wenig voneinander ab (Abb. 2.1), wodurch die Wahl des linearen Regressionsansatzes bestätigt wird.

Basierend auf dem Bodentyp-Datensatz der „state soil geographic database“ (STATSGO), der vom USDA’s Natural Resources Conservation Service (Miller und White, 1998) entwickelt wurde, können aus den Vegetationsemissivitäten  $\epsilon_{IR,veg}$ , den Vegetationsbedeckungsgraden  $p_{veg}$  und den Bodenemissivitäten  $\epsilon_{IR,soil}$  im SGP99-Gebiet Karten der effektiven Oberflächenemissivität  $\epsilon_{IR,eff}$  für die SGP-Region berechnet werden. Die resultierenden effektiven Emissivitäten variieren für eine Wellenlänge von  $10.7\mu\text{m}$  zwischen 0.954 und 0.978

(Abb. 2.2) und für die Wellenlänge  $12\mu m$  zwischen 0.96 und 0.982. Dies ist in guter Übereinstimmung zu Faysash und Smith (2000), die für den Zeitraum Juni bis September in der SGP-Region Werte zwischen 0.946 und 0.985 für  $10.7\mu m$  angeben, die aus Satellitenmessungen abgeleitet wurden.

Streamer\_IR erfordert einen hohen Rechenaufwand, so dass es notwendig ist, für die Anwendung über großen Flächen wie dem SGP99-Experimentgebiet, eine linearisierte Strahlungstransportgleichung zu entwickeln, die die Rechenzeit wesentlich reduziert. Diese neue Gleichung wird in Kapitel 4 vorgestellt, angewendet und validiert. Die Invertierung der linearisierten Strahlungstransportgleichung kann zur Bestimmung von Oberflächentemperaturen aus Satellitenmessungen verwendet werden (s. Kap. 5.2) .

## 2.4 Hydrologie-Modell TOPLATS

Bei dem Modell „TOPmodel based Land Surface Atmosphere Transfer Scheme“ TOPLATS handelt es sich um ein SVAT-Modell (Soil Vegetation Atmosphere Transport), das einen Topmodel-Ansatz (Beven und Kirkby, 1979) benutzt. Mit dem Topmodel-Ansatz wird der laterale Grundwasseraustausch in einem Flusseinzugsgebiet unter Berücksichtigung der räumlichen Topographie berechnet. Aus der Kombination von SVAT-Modell und dem Topmodel-Ansatz ergibt sich mit TOPLATS ein Modell, das die physikalisch relevanten Austauschprozesse zwischen Erdboden und Atmosphäre berücksichtigt. TOPLATS wurde an der Universität Princeton, USA, entwickelt (Famiglietti et al., 1992), seitdem kontinuierlich weiterentwickelt (Famiglietti und Wood, 1994; Peters-Lidard et al., 1997) und in zahlreichen Studien verwendet (z.B. Pauwels und Wood, 1999; Seuffert, 2001; Crow und Wood, 2002; Crow et al., 2005b)

Entscheidend bei der Formulierung des Topmodel-Ansatzes ist der Topographische Index ( $TI$ ) (Beven und Kirkby, 1979):

$$TI_i = \ln \frac{\alpha_i}{\tan \beta_i} \quad (2.14)$$

mit der Hangneigung  $\beta_i$  eines Pixels  $i$  und der „flow accumulation“  $\alpha_i$ , d.h. der Fläche in einem Einzugsgebiet, die infolge der Topographie in das Pixel  $i$  entwässert;  $[\alpha_i]=m^2$ .

## 2 Modellkette und Messdaten

In TOPLATS wird eine modifizierte Definition für den Topographischen Index, der Boden-Topographische Index  $TI_S$ , genutzt, der zusätzlich die Transmissivität  $T_{r_i}$  bei Bodenfeuchtesättigung berücksichtigt:

$$TI_{S_i} = \ln \frac{\alpha_i T_e}{T_{r_i} \tan \beta_i} \quad \text{mit} \quad \ln T_e := \overline{\ln T_{r_i}} \quad (2.15)$$

In Seuffert (2001) wird detailliert beschrieben, wie man ausgehend von dieser Gleichung zu einer Beziehung zwischen der Grundwassertiefe  $z_i(t)$  in einem Pixel  $i$  und dem Boden-Topographischen Index gelangt. Es ergibt sich:

$$z_i(t) = \bar{z}(t) + \frac{1}{f}(\overline{TI} - TI_{S_i}) \quad (2.16)$$

mit dem Parameter  $f$  zur Beschreibung der Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit mit der Tiefe ( $[f]=\text{m}^{-1}$ ), der mittleren Grundwassertiefe im Einzugsgebiet  $\bar{z}(t)$  und dem mittleren Topographischen Index im Einzugsgebiet  $\overline{TI}$ .

Ausgehend von der mittleren Grundwassertiefe  $\bar{z}(t)$  im Modellgebiet haben Sivapalan et al. (1987) eine Parametrisierung für den Basisabfluss  $Q_b$  am Ausgang des Einzugsgebietes entwickelt:

$$Q_b(t) = Q_0 \cdot e^{-\bar{z}(t) \cdot f} \quad (2.17)$$

mit  $[Q_b]=\text{m}^3/\text{s}$ .  $Q_0$  ist dabei der größtmögliche Basisabfluss aus dem Modellgebiet bei gesättigtem Boden ( $\bar{z}(t) = 0$ ).

$Q_0$  und  $f$  sind die Parameter, mit denen TOPLATS kalibriert wird. Das bedeutet, dass diese beiden Parameter an die Größe und die Beschaffenheiten des Einzugsgebietes angepasst werden müssen. Für Modellierungen im SGP-Gebiet ist TOPLATS von Crow und Wood (2002) validiert und kalibriert worden. Diese Kalibration konnte für die hydrologischen Modellierung in der vorliegenden Arbeit übernommen werden.

TOPLATS führt die Modellierungen sowohl auf der Einzugsgebiet-Skala als auch auf der Gitterpunkt-Skala durch: Zunächst werden Evapotranspiration und Infiltration, die Wasserbilanz und die Energiebilanz auf der Gitterpunktskala berechnet. Dabei wird die Entwicklung der Bodenfeuchte für die Wurzelzone („root zone“; 0–10 cm) und die Übergangszone („transmission zone“; 10 cm bis Grundwassertiefe) berechnet.

Dann wird die Grundwassertiefenbilanz des gesamten Catchments berechnet und in einem Schritt zurück zur Gitterpunktskala werden die neuen Grundwassertiefen unter Berücksichtigung der Topographischen Indices gemäß Gl. (2.16) für jeden Gitterpunkt angepasst.

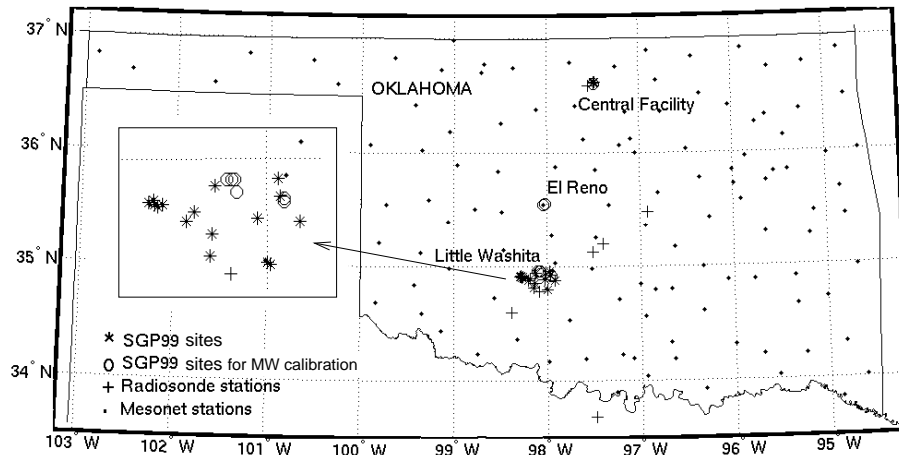


Abbildung 2.3: Geographische Lage der SGP99-Experimentregion, der drei Teilgebiete und der verschiedenen Beobachtungsstationen. Die Stationen, die für die MW-Modellkalibration genutzt werden, sind separat und vergrößert dargestellt.

Als Antriebsdaten benötigt TOPLATS räumliche Informationen über die Topographie, die Landnutzung und die Bodentypen im Modellgebiet und meteorologische Antriebsdaten (Lufttemperatur und Feuchte in Bodennähe, Luftdruck, Windgeschwindigkeit, Niederschlag und kurz- und langwellige Einstrahlung; siehe auch Kap. 5.1) auf der Gitterpunktskala. Initialisiert wird TOPLATS durch eine Anfangsbodenfeuchte und eine Grundwassertiefe.

## 2.5 Daten des Experimentes SGP99

Für die Validation und Kalibration der zuvor dargestellten Modellkette werden kollokierte Punktmessungen von Bodenparametern und Fernerkundungsmessungen benötigt. Die SGP-Region und speziell das SGP99-Experiment sind für diese Anforderung sehr geeignet, weil zum einen der Oklahoma Mesonet Verbund in dieser Region zeitlich und räumlich hochaufgelöste Messungen der Bodenparameter und der meteorologischen Parameter zur Verfügung stellt und zum anderen in der Experiment-Periode viele spezifische flugzeug- und satellitengetragene Fernerkundungsmessungen gesammelt wurden.

Das Messgebiet ist unterteilt in drei Gebiete; in jedem dieser Gebiete finden an einer Reihe von Feldstationen Messungen der unterschiedlichsten Bodenparameter (z.B. Bodenfeuchte) statt. In dieser Studie werden Messungen aus den drei Teilgebieten Little Washita (LW), El Reno (ER) und Central Facility (CF) genutzt (Abb. 2.3). Innerhalb und in der Nähe dieser drei Gebiete

## 2 Modellkette und Messdaten

befinden sich eine Reihe von Mesonet Stationen mit den oben beschriebenen hochaufgelösten Messungen und mehrere Radiosonden-Stationen (s. Abb. 2.3).

In der vorliegenden Studie werden die folgenden Fernerkundungssensoren genutzt: (i) Messungen der flugzeuggetragenen Sensoren „Electronically Scanning Thinned Array Radiometer“ (ESTAR, 1.4 GHz), des „Passive Active L- and S-band“ Radiometers (PALS, 1.4 GHz und 2.7 GHz) und des „Polarimetric Scanning“ Radiometers (PSR, 7.3 GHz); (ii) Messungen der satellitengetragenen Radiometer „TRMM Microwave Imager“ (TMI, 10.65 GHz) und des „Special Sensor Microwave / Imager“ (SSM/I, 19.4 GHz und 37.0 GHz) sowie IR-Messungen des „Geostationary Operational Environmental Satellite“ (GOES), dessen Kanäle 4 und 5 ( $10.7\mu\text{m}$  und  $12.0\mu\text{m}$ ) genutzt werden.

Das Messexperiment SGP99, dessen Daten in dieser Studie genutzt werden, fand vom 8. bis zum 21. Juli 1999 statt. Für Untersuchungen zur Bodenfeuchte interessiert besonders die Niederschlagssituation, da Regen und Bodenfeuchte stark gekoppelt sind. Zu Beginn der Messkampagne war das SGP99 Gebiet abgesehen vom nördlichen Bereich, trocken. Das einzige Regenereignis, das während SGP99 auftrat, fand am 10. Juli 1999 statt und erstreckte sich über die nördlichen zwei Drittel des Messgebietes. Es handelt sich um ein starkes, warmes Sommerregenereignis mit maximalen Regensummen von 107 (El Reno), 49 (Little Washita) und 37 mm, die an Mesonet Stationen gemessen wurden. Nach diesem Regenereignis kam es bis zum Ende der Messkampagne zu einem starken Austrocknen des Bodens. Für eine detailliertere Beschreibung des SGP99 Experimentes sei an die Veröffentlichungen von Jackson und Hsu (2001) und Jackson et al. (2002) verwiesen.

## 3 Kalibration LSMEM

Wie im vorangehenden Kapitel dargestellt, sind zwei für die Strahlungstransportmodellierung im Mikrowellenbereich benötigte Eingangsgrößen, der Vegetationsstrukturparameter  $A$  und die mittlere quadratische Rauigkeitshöhe (RMS-Höhe) der Oberfläche  $\sigma$ , nicht aus Messungen direkt bestimmbar. Die Theorie, mit der der Vegetationsstrukturparameter  $A$  beschrieben werden kann, ist für idealisierte geometrische Strukturen abgeleitet worden, die in der Realität nicht vorliegen. Die RMS-Höhe  $\sigma$  ist generell schwer abzuschätzen, weil die Oberflächenrauigkeit von der horizontalen Skala abhängt. Es ist bis heute nicht vollständig verstanden, welche Bereiche des Rauigkeitsspektrums zu Oberflächenreflektionen beitragen (Choudhury et al., 1979). Neben diesen grundsätzlichen Problemen theoretischer Natur besteht zudem das Problem, dass diese kleinskaligen Parameter für die Strahlungstransportmodellierungen in effektive Parameter für eine typische Footprint-Skala von Fernerkundungssensoren im Bereich von 1 bis 100 km überführt werden müssen (z.B. Drusch et al., 1999). Aus diesen Gründen werden  $A$  und  $\sigma$  hier durch eine Kalibration unter Nutzung beobachteter Strahlungstemperaturen abgeschätzt. Dafür werden die Werte für  $A$  und  $\sigma$  bestimmt, bei denen die simulierten Strahlungstemperaturen im Rahmen der Fehlerbereiche am besten mit Strahlungstemperaturmessungen übereinstimmen. Dabei wird angenommen, dass beide Parameter bei fester Frequenz und Polarisationsrichtung Konstanten sind, die weder innerhalb eines Landnutzungstyps noch in der Zeit variieren.  $A$  und  $\sigma$  werden hier für den dominanten Landnutzungstyp im SGP99-Gebiet abgeleitet; das ist Gras mit einer räumlichen Abdeckung von 45 %.

### 3.1 Beschreibung der Kalibrationsmethode

Um optimale Werte für den Vegetationsstrukturparameter  $A$  und die RMS-Höhe der Oberfläche  $\sigma$  abzuleiten, werden diese beiden Parameter unabhängig voneinander variiert. Für alle Kombinationen der beiden variierten Parameter werden Strahlungstransportrechnungen an bis zu zehn Stationen in den Gebieten Little Washita (LW, sechs Stationen), El Reno (ER, zwei Stationen) und Central Facility (CF, zwei Stationen) durchgeführt. Die Kalibration wird für

### 3 Kalibration LSMEM

Tabelle 3.1: Mikrowellen-Messsensoren mit Sensorauflösung und den für die Kalibration genutzten Stationen.

Sensor	Frequenz / GHz	Genutzte Stationen	Auflösung / km
ESTAR	1.4	LW03, LW04, LW05, LW12, LW13, LW14, ER01, ER05	2
PALS	1.4	LW03, LW04, LW05, LW12, LW13, LW14, ER01, ER05	0.3 x 0.4
PALS	2.7	LW03, LW04, LW05, LW12, LW13, LW14, ER01, ER05	0.3 x 0.4
PSR	7.3	LW03, LW04, LW05, LW12, LW13, LW14, ER01, ER05, CF01, CF02	2.3
TMI	10.65	Gebietsmittel von LW03, LW04, LW05, LW12, LW13, LW14	63 x 37
SSM/I	19.4	Gebietsmittel von LW03, LW04, LW05, LW12, LW13, LW14	69 x 43
SSM/I	37.0	Gebietsmittel von LW03, LW04, LW05, LW12, LW13, LW14	37 x 28

sechs Frequenzen zwischen 1.4 und 37.0 GHz und beide Polarisationsrichtungen durchgeführt. Die genutzten Vegetations- und Bodenparameter gehen aus Tab. 2.1 hervor. Die atmosphärischen Profile werden von der Radiosondenstation genutzt, die der jeweiligen Boden-Messstation am nächsten liegt. Als optimale  $A$ - $\sigma$ -Paare werden diejenigen mit dem geringsten RMS-Fehler bei einem absoluten Bias von weniger als 1 K ausgewählt. Die räumlichen Auflösungen der satellitengestützten Sensoren (TMI, 10.65 GHz; SSM/I, 19.4 und 37.0 GHz) sind so grob, dass die Gesamtheit aller Little Washita-Stationen einer Satellitenmessung zugeordnet wird. Für die Strahlungstransportmodellierungen werden deshalb alle geophysikalischen Parameter als effektive Werte gemittelt. Wegen der geringen Stationsdichte kann dieses Verfahren nicht für die Gebiete ER und CF angewendet werden, und diese Messungen werden für die Kalibration bei den entsprechenden Frequenzen nicht genutzt. Tab. 3.1 bietet eine Übersicht über die Stationen und Instrumente mit ihren Charakteristika, die für die Kalibration genutzt wurden.

## 3.2 Ergebnisse

Abb.3.1 zeigt die Güte der modellierten Strahlungstemperaturen bei horizontaler Polarisation für variierende Werte von  $A$  und  $\sigma$  sowie die optimalen Wertepaare. Bei 1.4 GHz ergeben sich bei den beiden Sensoren ESTAR und PALS etwas unterschiedliche Kalibrationsergebnisse. Eine Fehleranalyse im übernächsten Abschnitt zeigt aber, dass die Abweichungen der Kalibrationsparameter im Fehlerbereich der Kalibration liegen. Mit steigender Frequenz



### 3.2 Ergebnisse

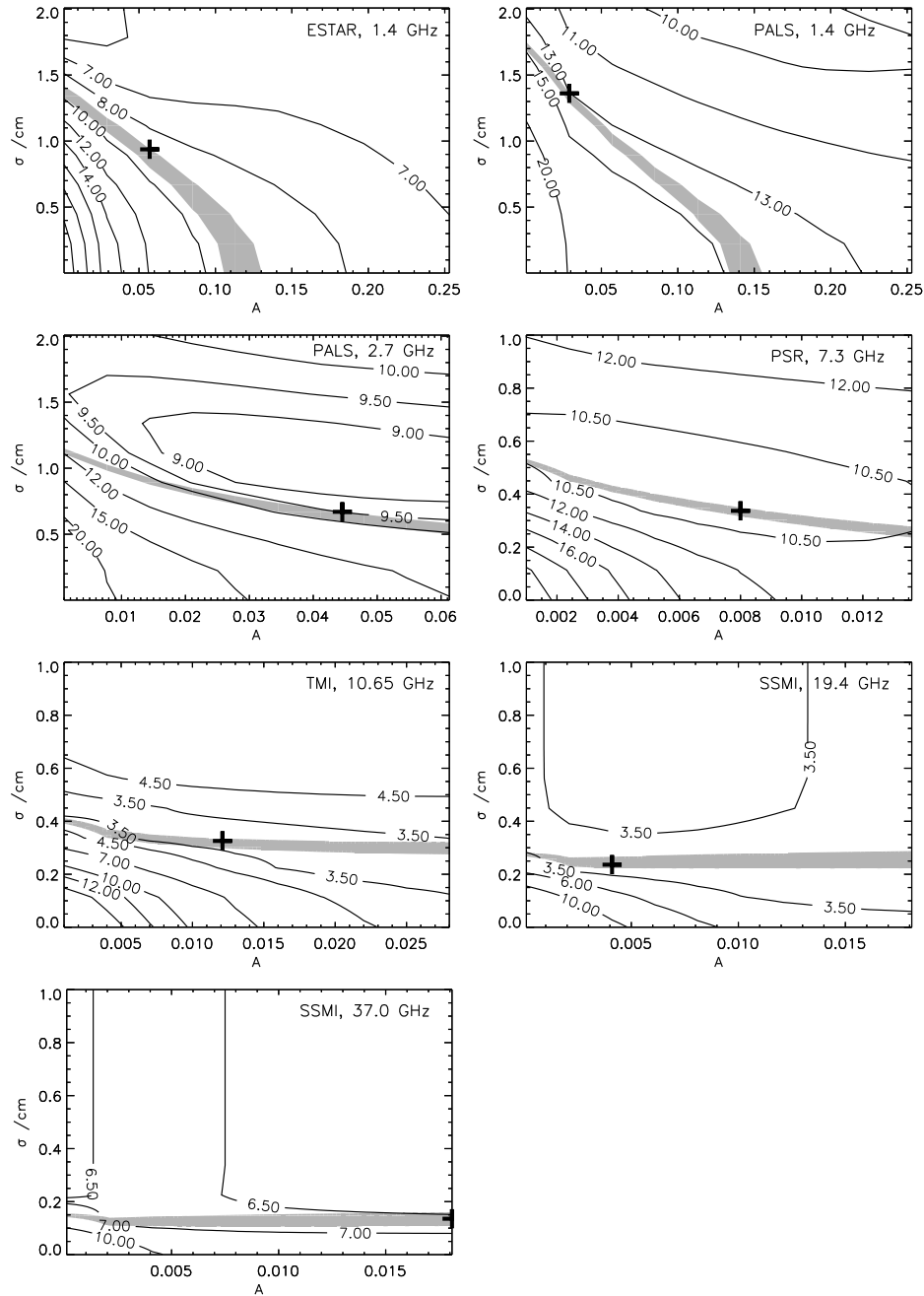


Abbildung 3.1: *RMS-Fehler in  $K$  (Kontourlinien) und Bias-Bereich von -1 bis 1 K (grau unterlegt) aus Strahlungstransportmodellierungen für horizontale Polarisation an zehn SGP99-Stationen in Abhängigkeit von Vegetationsstrukturparameter  $A$  und RMS-Höhe  $\sigma$ . Die Kreuze in den Abbildungen zeigen das optimale  $A$ - $\sigma$ -Wertepaar, das sich durch die kleinsten RMS-Fehler bei einem Bias von weniger als 1 K auszeichnet.*

### 3 Kalibration LSMEM

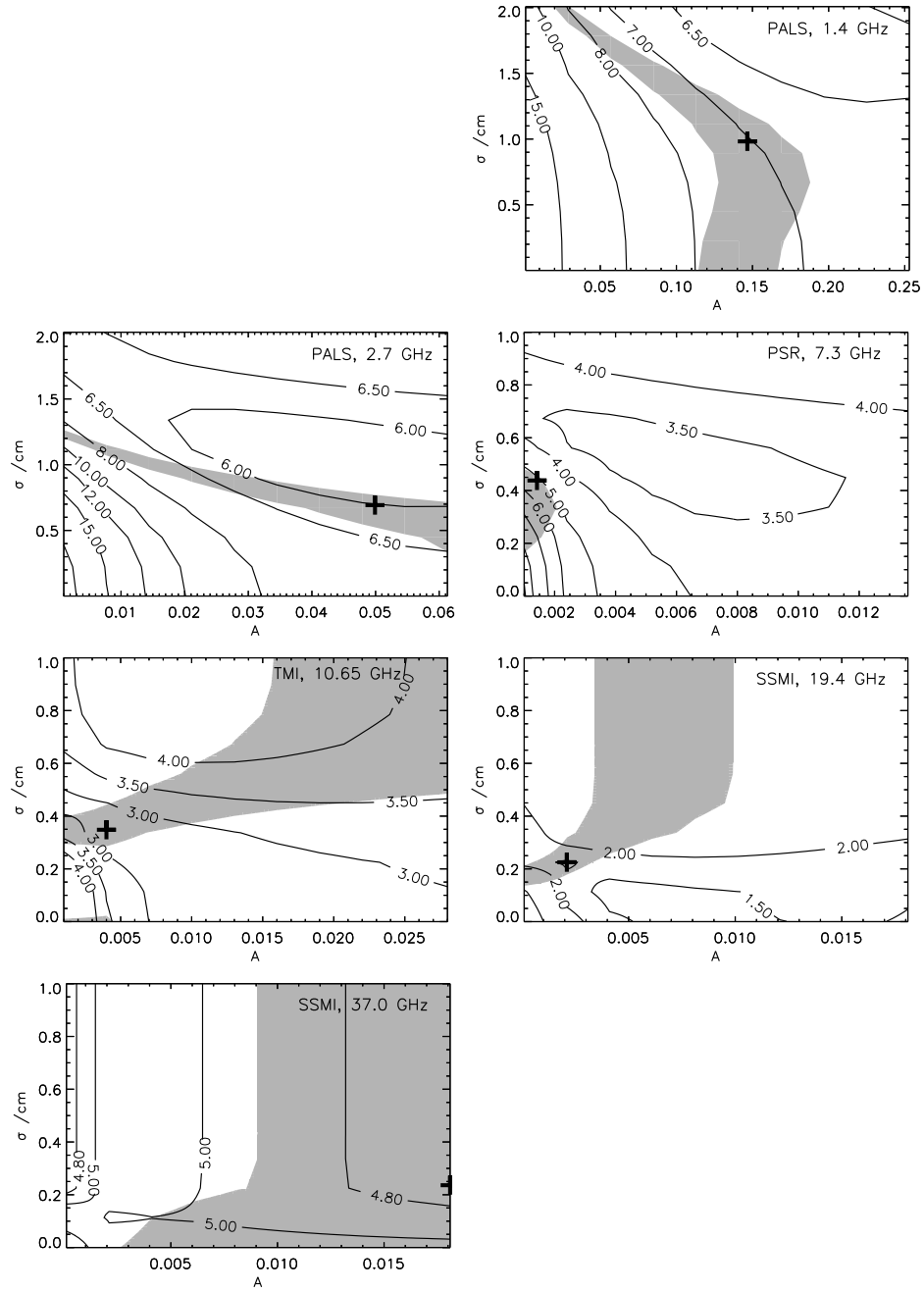


Abbildung 3.2: Wie Abb. 3.1, jedoch für vertikale Polarisation.

### 3.2 Ergebnisse

verläuft das Gebiet des minimalen Bias annähernd parallel zur x-Achse. Dies bedeutet einen reduzierten Einfluss des Vegetationsparameters auf die modellierten Strahlungstemperaturen. Das ist ein Effekt der steigenden optischen Dicken der Vegetation mit steigender Frequenz. Aus diesem Grund werden für den 37.0 GHz - Kanal keine Kalibrationsparameter bestimmt. Für die Satellitenbeobachtungen ist der RMS-Fehler generell kleiner als bei den flugzeuggetragenen Sensoren, weil die Messstationen im LW-Gebiet für die Satellitenfrequenzen gemittelt wurden.

Für vertikale Polarisation ist der Bereich des minimalen Bias größer als bei horizontaler Polarisationsrichtung. Dies ist ein Hinweis darauf, dass vertikal polarisierte Strahlung weniger sensitiv auf Oberflächenparameter reagiert. Da die natürliche Variabilität der vertikal polarisierten Strahlungstemperaturen im Vergleich zur horizontal polarisierten Strahlung kleiner ist, sind auch die RMS-Fehler bei vertikaler Polarisation (Abb. 3.2) systematisch geringer als bei horizontaler Polarisation. Die optimalen Parameter für alle Frequenzen und horizontale wie vertikale Polarisationsrichtung sind in Abb. 3.3 zusammengefasst. Die größten Unsicherheiten der Kalibration liegen in der geringen Anzahl von Beobachtungen und im Fehler der Messungen selbst. Der erste Fehler kann mittels eines Kreuzvalidationsansatzes quantifiziert werden: Die Kalibration ist für jede Frequenz und beide Polarisationsrichtungen basierend auf  $N-1$  Messstationen  $N$ -mal wiederholt worden. Die Standardabweichung des resultierenden Satzes von Kalibrationsparametern wird als Maß für den Abtastfehler genutzt. Die Unsicherheiten durch begrenzte Messgenauigkeit werden dadurch berücksichtigt, dass vor den Kalibrationen ein normalverteilter, zufälliger Fehler auf die Beobachtungen addiert wird. Wie bei Seuffert et al. (2004) und Hollinger (1989) wird ein Beobachtungsfehler von 2 K angenommen. Die Fehlerbalken in Abb. 3.3 zeigen den möglichen Bereich optimaler Parameter auf Grundlage von Stichproben- und Beobachtungsfehler.

Die Ergebnisse weisen sowohl für den Vegetationsstrukturparameter  $A$  als auch für die RMS-Höhe  $\sigma$  auf eine Frequenzabhängigkeit hin. Die beste Funktionsanpassung an die Datenpunkte scheint ein Potenzgesetz zu sein. Aus diesem

Tabelle 3.2: Regressionskoeffizienten aus Gl. (3.1) und Gl. (3.2) für beide Polarisationsrichtungen.

	Horizontale Polarisation	Vertikale Polarisation
$a_{1,p}$	-8.86	-1.78
$b_{1,p}$	-2.75	-1.59
$a_{2,p}$	-0.61	-0.54
$b_{2,p}$	0.28	0.19

### 3 Kalibration LSMEM

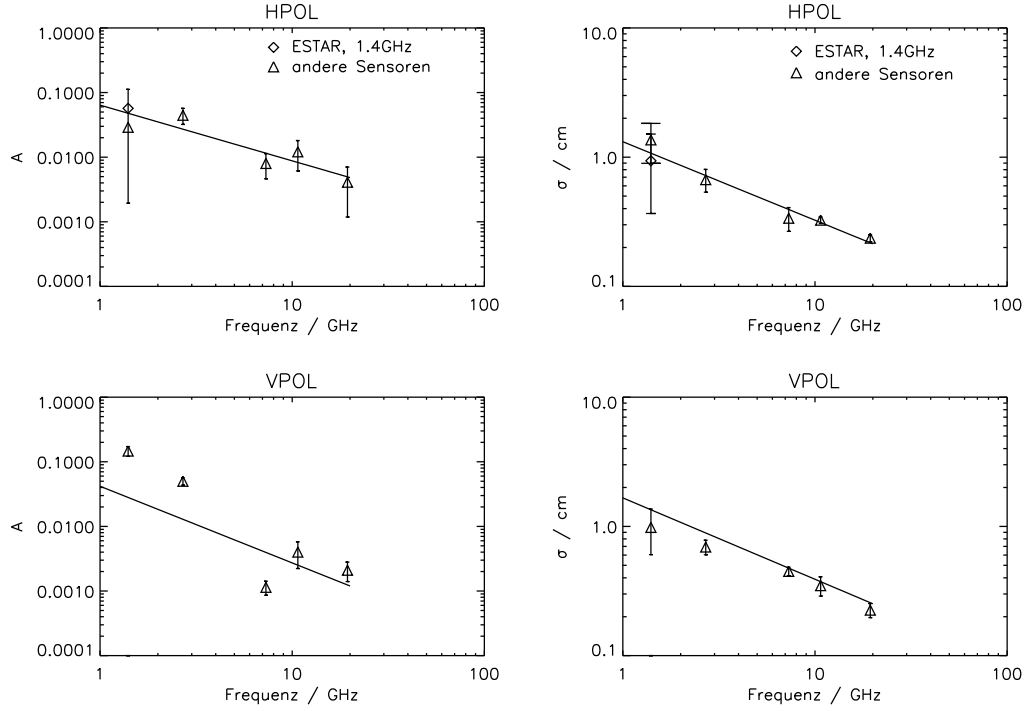


Abbildung 3.3: *Optimale Parameter aus den Abb. 3.1 und 3.2 als Funktionen der Frequenz: Vegetationsstrukturparameter für horizontale ( $A_{f,h}$ , oben links) und vertikale Polarisation ( $A_{f,v}$ , unten links) und RMS-Höhen für horizontale ( $\sigma_{f,h}$ , oben rechts) und vertikale Polarisation ( $\sigma_{f,v}$ , unten rechts).*

Grund wird der folgende Regressionsansatz gewählt:

$$\ln A_p = a_{1,p} \cdot \ln f_{GHz} + b_{1,p} \quad (3.1)$$

$$\ln \sigma_p = a_{2,p} \cdot \ln f_{GHz} + b_{2,p} \quad (3.2)$$

mit der Frequenz  $f_{GHz}$  in der Einheit GHz. Die resultierenden Regressionskoeffizienten sind in Tab. 3.2 aufgeführt. Bei Nutzung des obigen Regressionsansatzes ergibt sich verglichen mit Gl. (2.8) eine modifiziert Kirdyashev-Parametrisierung:

$$\tau_p = A_{f,p} \cdot WC \cdot f_{GHz} \cdot \epsilon''_{sw} \frac{1}{\cos \theta} \quad (3.3)$$

mit

$$A_{f,p} = f_{GHz}^{a_{1,p}} \cdot \exp(b_{1,p}) \quad (3.4)$$

Für die verbesserte Parametrisierung der Oberflächenrauigkeit muss  $\sigma$  aus Gl. (2.4) – (2.6) durch die frequenzabhängige RMS-Höhe  $\sigma_{f,p}$  ersetzt werden:

$$\sigma_{f,p} = f_{GHz}^{a_{2,p}} \cdot \exp(b_{2,p}) \quad (3.5)$$

## 3.3 Diskussion der Ergebnisse

### 3.3.1 RMS-Höhe der Erdoberfläche $\sigma$

Obwohl die Kalibration für beide Polarisationsrichtungen unabhängig voneinander durchgeführt worden ist, sind die resultierenden Kalibrationskurven in ihrer Struktur fast identisch (Abb. 3.3). Die Oberflächenrauhigkeit wird üblicherweise als isotrop angenommen und demzufolge sind keine polarisationsabhängigen Werte zu erwarten. Die Kalibrationsrechnungen zeigen exakt dieses Verhalten, was bedeutet, dass die Kalibrationsmethode in der Lage ist, physikalisch sinnvolle Ergebnisse zu erzeugen.

Die kalibrierte RMS-Höhe wird mit steigender Frequenz kleiner. Diese Skalenabhängigkeit ist durch die Tatsache zu erklären, dass die Rauigkeit der Landoberfläche nicht durch eine einzigen RMS-Höhe zu beschreiben ist, sondern durch ein Rauigkeits-Spektrum: auf kontinentalen Skalen liegt die RMS-Höhe bedingt durch Berge in der Größenordnung von Kilometern während die Variabilität auf einem Quadratmeter Boden sich durch kleine Höhenunterschiede im Zentimeterbereich auszeichnet. Aus mechanischen Stabilitätsgründen ist die Amplitude der Höhenunterschiede in etwa proportional zu ihrer horizontalen Wellenlänge. Demzufolge verringert sich die RMS-Höhe, wenn kleinere Skalen betrachtet werden. Es erscheint vernünftig, dass die relevanten horizontalen Skalen, die zu Reflektionen beitragen, proportional zur Wellenlänge der gestreuten Strahlung sind. Das ermöglicht eine physikalische Interpretation der beobachteten Skalenabhängigkeit der RMS-Höhe.

### 3.3.2 Optische Dicke der Vegetation

Zwei frühere Studien sind vergleichbar mit den hier erzielten Kalibrationsergebnissen für die optische Dicke der Vegetation: (i) Jackson und Schmugge (1991) liefern einen umfassenden Datensatz von Vegetationsparametern, die in früheren begutachteten Artikeln veröffentlicht wurden. (ii) Wegmüller et al. (1995) präsentieren eine erweiterte Parametrisierung, die auf geometrischer Optik basiert und die eine zusätzliche Frequenzabhängigkeit berücksichtigt. Zunächst wird der Datensatz von Jackson und Schmugge (1991) mit den Kalibrationsergebnissen hinsichtlich der Größe der kalibrierten  $A_{f,p}$  verglichen. Dann wird der physikalische Ansatz von Wegmüller et al. (1995) mit den kalibrierten  $A_{fp}$  verglichen, um die empirisch erhaltene Frequenzabhängigkeit zu validieren.

(i) Jackson und Schmugge (1991) haben aus zahlreichen Veröffentlichungen optische Vegetationsparameter für den Frequenzbereich von 1.4 GHz bis 37.5 GHz

### 3 Kalibration LSMEM

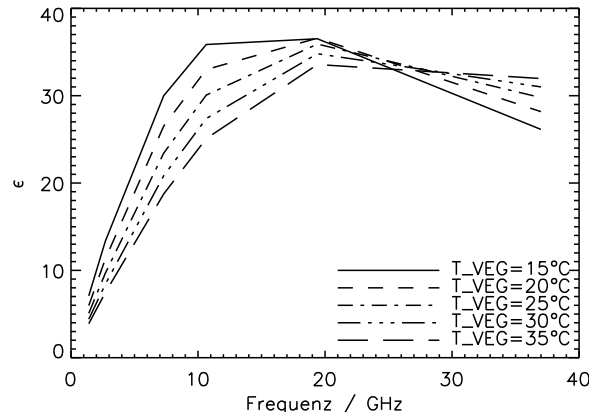


Abbildung 3.4: Frequenzabhängigkeit des Imaginärteils der Dielektrizitätskonstante von Salzwasser dargestellt für unterschiedliche Vegetationstemperaturen.

bei horizontaler Polarisierung und für unterschiedliche Vegetationsarten zusammengetragen. Die Vegetation wird anhand der folgenden Kategorien klassifiziert: Blattdominierte Pflanzen (Sojabohnen und blaue Luzerne), halmdominierte Erntepflanzen (Mais, Weizen, Winterroggen, Getreide, Hirse, Hafer) und Gräser (kleine und große Gräser). Die Modellkalibration, die in diesem Kapitel vorgestellt wird, wird anhand der Vegetationsklasse „Gras“ durchgeführt. Um die optische Dicke der Vegetation zu berechnen, nutzen Jackson und Schmugge (1991) folgenden Ansatz:

$$\tau = b \cdot WC \frac{1}{\cos\theta} \quad (3.6)$$

Beim Vergleich von Gl. (3.6) und Gl. (3.3) ergibt sich, dass der Parameter  $b$  eine Funktion von  $A_{f,p}$ ,  $\epsilon''_{sw}$  und  $f_{GHz}$  ist (Jackson et al., 2002). Eine Umrechnung der kalibrierten  $A_{f,p}$ -Werte (basierend auf Gl. 3.4) in den Parameter  $b$  ist mehrdeutig, da  $\epsilon''_{sw}$  von der Vegetationstemperatur abhängt. Abb. 3.4 verdeutlicht die Temperaturabhängigkeit der Dielektrizitätskonstante  $\epsilon''_{sw}$ , die dazu führt, dass  $\epsilon''_{sw}$  bei Frequenzen von 10 GHz bei einem Vegetationstemperaturbereich von 15 bis 35 °C von 35 auf 25 abnimmt.

Deshalb wird die Umrechnung der Kalibrationsergebnisse in  $b$ -Parameterwerte hier jeweils für einen Vegetationstemperatur-Bereich von 293.15 bis 308.15 K durchgeführt, was einem typischen Temperaturbereich für das SGP99-Gebiet im Juli entspricht. Die so berechneten Werte können in Abb. 3.5 mit  $b$ -Parameter-Werten aus Jackson und Schmugge (1991) verglichen werden. Bei kleinen Frequenzen stimmen die hier berechneten  $b$ -Parameter-Werte gut mit denen aus Jackson und Schmugge (1991) überein. Man sieht, dass eine Differenz von 15 K in den Vegetationstemperaturen zu erheblichen Differenzen zwischen 0.5

### 3.3 Diskussion der Ergebnisse

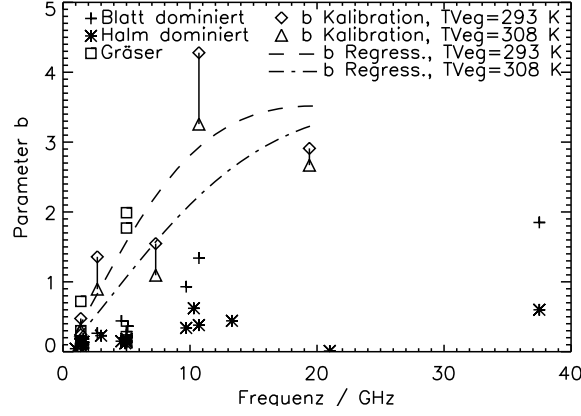


Abbildung 3.5: Vergleich der Kalibrationsergebnisse (rechter Teil der Legende) mit Messdaten aus Jackson und Schmugge (1991) (Messdaten siehe linker Teil der Legende).

und 1 im  $b$ -Parameter führt (Abb. 3.5), was den großen Einfluss der Vegetationstemperatur unterstreicht. Bei Frequenzen oberhalb von 10 GHz sind die  $b$ -Parameter an den SGP99-Stationen nicht vergleichbar mit den Daten aus Jackson und Schmugge (1991), die bei den hohen Frequenzen oberhalb von 10 GHz nur für blatt- und halmdominierte Vegetation aufgeführt sind, aber nicht für den Vegetationstyp Gras.

(ii) Wegmüller et al. (1995) nutzen eine komplexere Parametrisierung als Kirdyashevs Formulierung in Gl. (2.8). Diese Parametrisierung basiert auf geometrischer Optik und berücksichtigt die Inhomogenität des elektromagnetischen Feldes innerhalb einer Vegetationsschicht:

$$\tau_p = A_p \frac{WC}{(1 - m_d) \rho_{veg}} \epsilon_{veg}'' \frac{2\pi f_{GHz}}{c} \frac{1}{\cos\theta} \cdot t_p(d_{leaf}, \theta, f) \quad (3.7)$$

In dem auf geometrischer Optik basierenden Ansatz wird ein Blatt durch eine flache, homogene Schicht mit einer Dicke  $d_{leaf}$  und einer Dielektrizitätskonstante  $\epsilon_{veg}$  dargestellt. Die polarisationsabhängige Einzel-Blatt-Transmissivität von Vegetation  $t_p$  lässt sich nach Wegmüller et al. (1995) berechnen. Wenn die Dielektrizitätskonstante der Vegetation nach Wegmüller et al. (1995) parametrisiert wird

$$\epsilon_{veg} = (0.51 - 0.64 \cdot m_d) \epsilon_{sw} + 3.2 \cdot m_d + 0.49 \quad (3.8)$$

### 3 Kalibration LSMEM

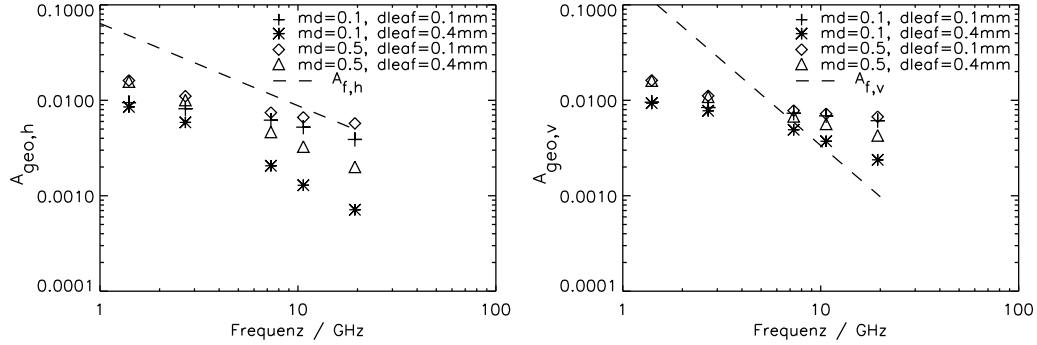


Abbildung 3.6: Vergleich der Kalibrationsergebnisse mit Wegmüller et al. (1995) für horizontale (links) und vertikale Polarisationsrichtung (rechts): Die gestrichelten Geraden stellen das Kalibrationsergebnis der jeweiligen Polarisationsrichtung dar. Die Ergebnisse von Wegmüller et al. (1995) variieren in Abhängigkeit von  $m_d$  und  $d_{leaf}$  (siehe Gl. 3.9 und Gl. 3.10).

dann kann Gl. (3.7) in eine ähnliche Form gebracht werden wie Gl. (2.8):

$$\tau_p = A_{geo,p} \cdot WC \cdot f_{GHz} \cdot \epsilon''_{sw} \frac{1}{\cos\theta} \quad (3.9)$$

mit

$$A_{geo,p} = \left[ \left( 0.51 - 0.64m_d + \frac{3.2m_d + 0.49}{\epsilon''_{sw}} \right) \frac{2\pi \cdot 10^{11}}{\rho_{veg} c (1 - m_d)} \cdot t_p(d_{leaf}, \theta, f) \right] A_p \quad (3.10)$$

$A_{geo,p}$  bringt eine zusätzliche Frequenzabhängigkeit mit sich, die mit  $A_{f,p}$  verglichen werden kann. Aber zudem ist  $A_{geo,p}$  auch eine Funktion des Einfallswinkels, des Trockenmasse-Anteils von Vegetation  $m_d$  und von  $d_{leaf}$ . Die letzten beiden Parameter sind nur schwer zu messen und im allgemeinen unbekannt, was die praktische Anwendbarkeit des von Wegmüller et al. (1995) beschriebenen Ansatzes einschränkt. Ein quantitativer Vergleich der absoluten Werte des kalibrierten Vegetationsstrukturparameters  $A_{f,p}$  mit  $A_{geo,p}$  ist nicht trivial, da  $m_d$ ,  $d_{leaf}$  und  $A_p$  an den SGP-Stationen nicht bekannt sind. Unter Annahme sinnvoller Werte für diese drei Variablen erscheint es dennoch interessant, die resultierende Frequenzabhängigkeit zu untersuchen. Abb. 3.6 zeigt abgeleitete Werte für  $A_{geo,p}$  im Vergleich zu den Kalibrationsergebnissen für horizontale und vertikale Polarisation.

Für horizontale Polarisation haben die resultierenden Frequenzabhängigkeiten für  $A_{geo,p}$  und  $A_{f,p}$  ähnliche Steigungen, besonders für die beiden Varianten mit  $d_{leaf}$ -Werten von 0.4 mm. Dieses Ergebnis lässt vermuten, dass die Transmissi-



### 3.3 Diskussion der Ergebnisse

vität der Vegetation in beiden Parametrisierungen ähnlich ist. Bei der vertikalen Polarisationsrichtung (Abb. 3.6, rechts) sind die Steigungen von  $A_{geo,p}$  und  $A_{f,p}$  nicht in guter Übereinstimmung, aber zumindest das negative Vorzeichen der Frequenzabhängigkeit findet sich bei beiden Parametrisierungen wieder.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass der Vergleich der hier abgeleiteten Ergebnisse mit Jackson und Schmugge (1991) eine gute quantitative Übereinstimmung mit Messdaten zeigt und dass der Vergleich mit Wegmüller et al. (1995) eine vergleichbare Frequenzabhängigkeit erkennen lässt.

## 4 Effiziente Infrarot-Strahlungs-transportmodellierungen

In diesem Kapitel wird das Infrarot-Strahlungstransportmodell `Streamer_IR` für die Nutzung innerhalb der Modellkette vorbereitet. Dafür wird das Modell zunächst für die SGP99-Kampagne validiert. Wegen des hohen Rechenzeitaufwandes von `Streamer_IR` wird für die Anwendung auf großen Modellgebieten eine linearisierte Strahlungstransportgleichung (LSTG) entwickelt, die die Rechenzeiten deutlich verringert. Der entscheidende Vorteil der LSTG liegt für diese Arbeit in ihrer Invertierbarkeit, so dass die LSTG direkt für das Retrieval von Oberflächentemperaturen aus Satellitenmessungen genutzt werden kann (s. Kap. 5.2). Die LSTG wird in diesem Kapitel vorgestellt, validiert und diskutiert.

### 4.1 Validation von `Streamer_IR` anhand von SGP99 Daten

Bevor das Infrarotmodell der Modellkette im folgenden in der Rückwärtsrichtung für die Ableitung von Oberflächentemperaturen aus Satellitenmessungen genutzt wird, wird anhand von Vorwärts-Stationsmodellierungen im Vergleich zu Satelliten-Messungen zunächst gezeigt, dass `Streamer_IR` realistische Ergebnisse liefert. An elf Messstationen innerhalb der Little Washita Region werden Vorwärtsmodellierungen für  $10.7\text{ }\mu\text{m}$  (GOES-Kanal 4) und  $12.0\text{ }\mu\text{m}$  (GOES-Kanal 5) durchgeführt und mit Messungen des geostationären Satelliten GOES verglichen. Die als Eingangsdaten für das Modell benötigten Oberflächentemperaturen sind während SGP99 an jeder der genutzten Stationen mit Infrarotthermometern gemessen worden. Die effektiven Oberflächenemissivitäten wurde, wie in Kapitel 2 beschrieben, unter Berücksichtigung des Vegetationsbedeckungsgrades aus einem gewichteten Mittel der Emissivitäten des unbedeckten Bodens und der Vegetation berechnet. Atmosphärische Temperatur- und Feuchteprofile sind an der Radiosondenstation Little Washita gemessen worden.

#### 4.1 Validation von Streamer\_IR anhand von SGP99 Daten

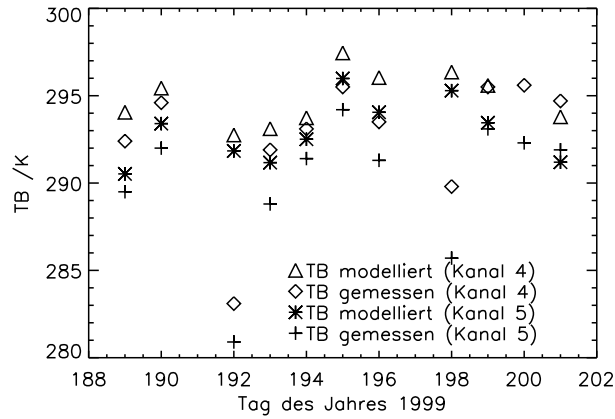


Abbildung 4.1: Vergleich gemessener und modellierter Strahlungstemperaturen für die Station LW14 und die GOES-Kanäle 4 ( $10.7\mu\text{m}$ ) und 5 ( $12.0\mu\text{m}$ ) während der SGP99-Kampagne. Tag 189 entspricht dem Beginn der SGP99-Kampagne (8.7.1999) und Tag 201 entspricht dem 21.7.1999, dem Ende der Kampagne.

Der Vergleich von modellierten und gemessenen Strahlungstemperaturen wird exemplarisch an der Station LW14 ( $34.94^\circ\text{Nord}$ ;  $98.08^\circ\text{West}$ ) in Abb. 4.1 dargestellt. Die Zeitreihen zeigen die Strahlungstemperaturen der Kanäle 4 und 5 für das SGP99-Experiment. Für die Tage 191 und 197 konnten keine Simulationen gerechnet werden, weil an diesen Tagen in den Satellitenbildern deutlich Wolken zu erkennen sind (siehe auch Abb. 4.2).

Die Temperaturunterschiede zwischen Messungen und Modellierungen betragen in den meisten Fällen deutlich weniger als 2K, nur an den Tagen 192 und 198 treten größere Abweichungen auf, die auf teilweise Bewölkung zurückzuführen sind (Abb. 4.2, unten). IR-Strahlungstemperaturen von weniger als ca. 280 K weisen auf bewölkte Gebiete hin, da Wolken für Infrarot-Strahlung nicht transparent sind. Deshalb detektiert der IR-Sensor im bewölkten Fall die vergleichsweise kalte Wolkenoberkante und nicht die Erdoberfläche, wie im unbewölkten Fall. Dies führt im bewölkten Fall zu verringerten Strahlungstemperaturen am Oberrand der Atmosphäre. Am Tag 197 sind ausgeprägte Wolkenstrukturen zu erkennen, die Oberflächentemperaturen liegen in weiten Bereichen unterhalb von 280 K (Abb. 4.2, oben).

Der Vergleich zwischen Modellierungen und Messungen für elf LW-Stationen an den wolkenfreien und den nahezu wolkenfreien Tagen der SGP99-Kampagne führt bei  $10.7\mu\text{m}$  zu einem Bias von 1.5 K und einem RMS-Fehler von 2.2 K (Abb. 4.3, links). Die analogen Ergebnisse für  $12.0\mu\text{m}$  mit einem Bias von 2.0 K und einem RMS-Fehler von 2.6 K zeigt Abb. 4.3, rechts.

#### 4 Effiziente Infrarot-Strahlungstransportmodellierungen

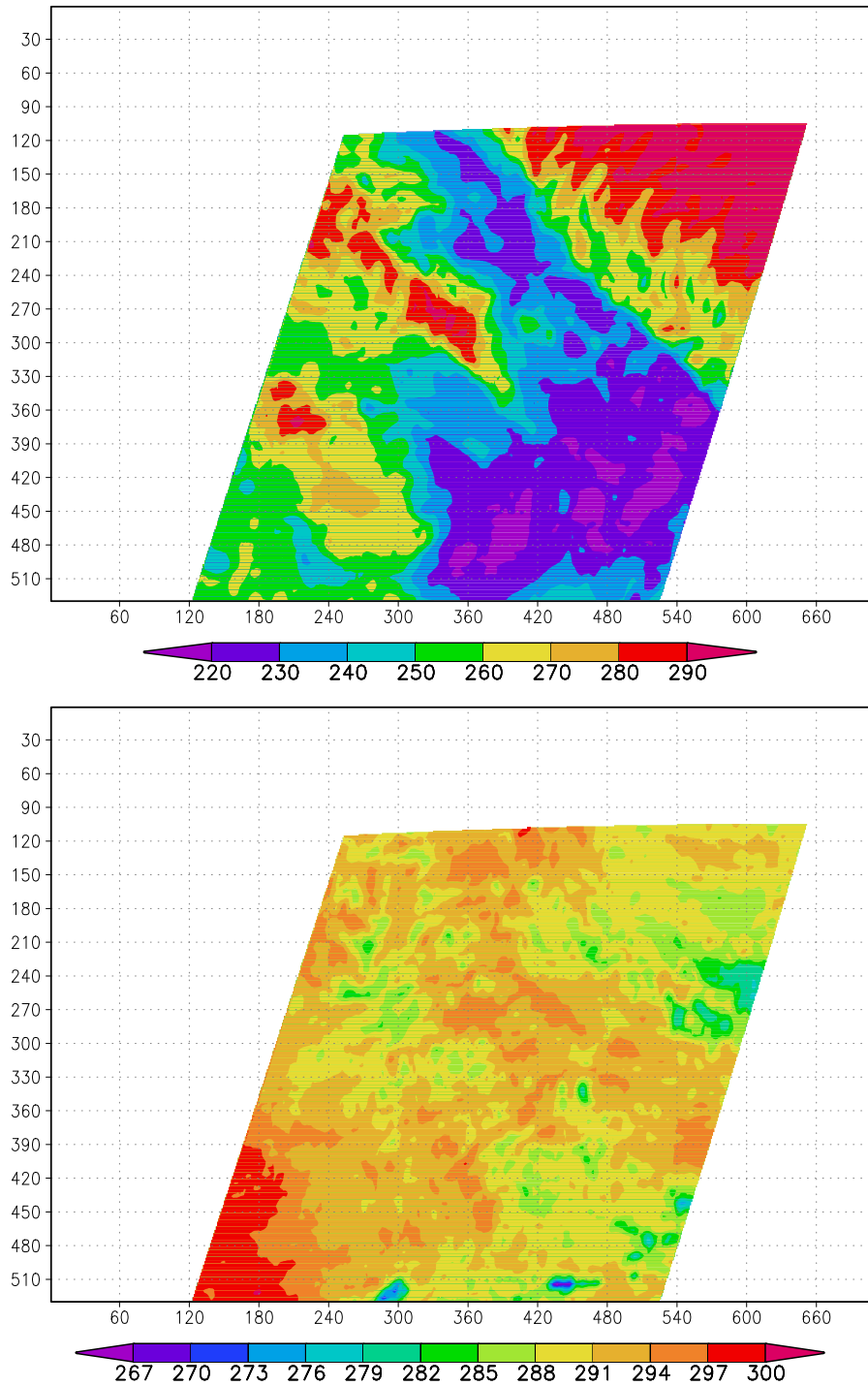


Abbildung 4.2: Strahlungstemperaturen (K) am Oberrand der Atmosphäre aus GOES-Messungen (Kanal 4,  $10.7\mu\text{m}$ ) am Tag 197 (oben) und am Tag 192 (unten), interpoliert auf das Modellgitter von 1 km Maschenweite. Die Achsenbeschriftungen geben die Entfernung in km vom Ursprung an (UTM-Projektion).

#### 4.1 Validation von Streamer\_IR anhand von SGP99 Daten

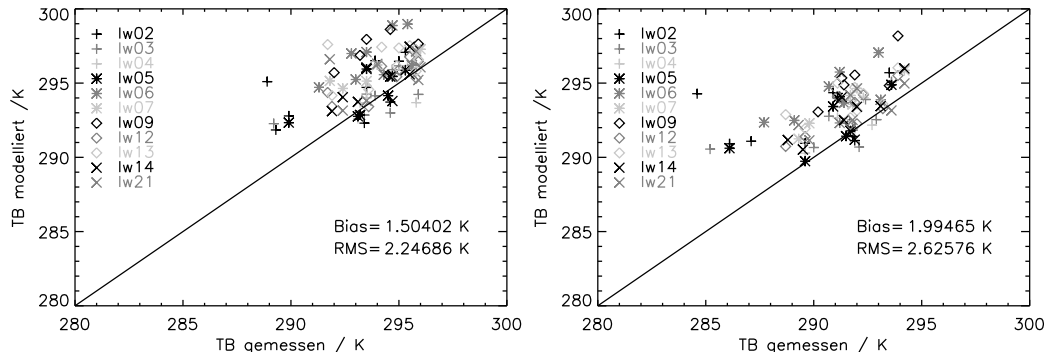


Abbildung 4.3: Vergleich gemessener und modellierter Strahlungstemperaturen für 11 Little Washita (LW)-Stationen an den wolkenfreien Tagen der SGP99-Kampagne. Links: GOES-Kanal 4 ( $10.7\mu\text{m}$ ). Rechts: GOES-Kanal 5 ( $12.0\mu\text{m}$ ).

Für die Abweichungen zwischen Messungen und Modellierungen können eine Reihe möglicher Faktoren angeführt werden:

- Punktmessungen an den Stationen werden mit räumlich integrierten Satellitenmessungen verglichen. Dabei können sowohl systematische als auch zufällige Fehler auftreten, da die Messungen an den Stationen nicht zwingend repräsentativ sein müssen für die Region, die durch das Satellitenbild wiedergegeben wird.
- Die Emissivitäten aus der ASTER Spectral Library (s. Kap. 2.3) müssen für die Böden im SGP-Gebiet nicht genau passend sein und die Parametrisierung der effektiven Oberflächenemissivität (Gl. 2.12) ist nicht exakt.
- Die Uhrzeit der Stationsmessungen stimmt nicht exakt mit der Uhrzeit der GOES-Messungen überein, sondern weicht um bis zu 15 Minuten davon ab, was sich bei dem ausgeprägten Tagesgang der Oberflächen-temperatur besonders um die Mittagszeit in den Ergebnissen bemerkbar machen kann.
- Die atmosphärischen Profile (Temperatur und Feuchte) wurden nicht an jeder einzelnen Station gemessen, sondern nur an einer einzigen Radiosondenstation innerhalb des Gebietes, in dem die elf SGP99-Stationen liegen.
- Einige Messungen sind nicht völlig frei von Wolken, sondern weisen kleine bewölkte Teilbereiche auf. In diesen Teilbereichen treten deutliche Abweichungen zwischen Messungen und Modellierungen auf.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die gezeigten Genauigkeiten des Infrarotmodells Streamer\_IR gut mit den Ergebnissen anderer Studien, die praktische Anwendungen zeigen, übereinstimmen (z.B. Sun et al., 2004). Streamer\_IR ist demnach für Modellierungen in der SGP99 Region nutzbar.

## 4.2 Beschreibung der Linearisierungsmethode

Bei hydrologischen Anwendungen haben die Landoberflächen-Datensätze (z.B. Bodenbeschaffenheit, Topographie) und die IR-Satellitenbeobachtungen meist eine höhere räumliche Auflösung als die atmosphärischen Daten (z.B. Temperatur- und Feuchteprofile). Diese atmosphärischen Daten erhält man aus Radiosonden in großen räumlichen Abständen oder aus grobskaligen Re-Analysen von numerischen Wettervorhersagemodellen.

Im Gegensatz dazu stehen die Rechenzeiten beim Infrarot-Strahlungstransport. Die Modellierung von Wechselwirkungen zwischen Strahlung und der Atmosphäre nimmt bei weitem die meiste Rechenzeit in Anspruch. Diese zeitaufwändigen Modellierungen werden üblicherweise durchgeführt, nachdem die räumlich schlecht aufgelösten Informationen über den Atmosphärenzustand durch Interpolation auf ein feineres Gitter gebracht wurden. Die Strahlungstransportrechnungen sind in ihrer Genauigkeit allerdings durch die groben atmosphärischen Daten begrenzt. Aus diesem Grund handelt es sich hierbei um ein sehr ineffizientes Verfahren.

Es erscheint deshalb vorteilhaft, die rechenzeitintensiven Strahlungstransportmodellierungen nur an den Radiosondenstationen durchzuführen und dann effektive atmosphärische Parameter (Transmissivität der Atmosphäre, auf- und abwärtige atmosphärische Emission), die aus diesen Rechnungen an den Stationen hervorgehen, räumlich zu interpolieren. Für die Entwicklung eines derartigen Linearisierungsansatzes ist die Zusammensetzung des Infrarotsignals am Satelliten entscheidend:

$$TB_{IR} = \alpha \cdot \epsilon_{IR,eff} \cdot T_S + TB^{atm,auf} + \alpha \cdot TB^{atm,ab}(1 - \epsilon_{IR,eff}) \quad (4.1)$$

mit der IR-Strahlungstemperatur am Oberrand der Atmosphäre  $TB_{IR}$ , der Transmissivität der Atmosphäre  $\alpha$ , der aufwärtigen atmosphärischen Emission  $TB^{atm,auf}$  und der abwärtigen atmosphärischen Emission  $TB^{atm,ab}$ , die an der Erdoberfläche in Abhängigkeit von der Oberflächenemission nach oben reflektiert wird. In dieser Studie wird deshalb die folgende linearisierte Strahlungstransportgleichung (LSTG) angenommen und nachfolgend validiert:

$$TB_{IR} = \alpha \cdot \epsilon_{IR,eff} \cdot T_S + \beta + \gamma(1 - \epsilon_{IR,eff}) \quad (4.2)$$

### 4.3 Validation der Linearisierungsmethode

mit der aufwärtigen atmosphärischen Emission  $\beta$  und der um die Transmissivität  $\alpha$  abgeschwächten abwärtigen atmosphärischen Emission  $\gamma$ . Dabei sind  $\alpha$ ,  $\beta$  und  $\gamma$  die effektiven atmosphärischen Parameter, die räumlich interpoliert werden.

An jeder Radiosondenstation werden exakte Strahlungstransportmodellierungen durchgeführt, in die die aktuellen atmosphärischen Profile eingehen und je drei verschiedene effektive Emissivitäten  $\epsilon_{IR,eff}$  und Oberflächentemperaturen  $T_S$ , die so gewählt werden, dass der mögliche Bereich dieser beiden Parameter damit abgedeckt wird. Aus den resultierenden IR-Strahlungstemperaturen werden die Parameter  $\alpha$ ,  $\beta$  und  $\gamma$  berechnet. Für eine bestimmte Beobachtungszeit können diese drei Parameter von jeder Radiosondenstation aus auf ein hochaufgelöstes Gitter interpoliert werden. Mithilfe von Karten für  $\alpha$ ,  $\beta$  und  $\gamma$  kann  $TB_{IR}$  für die jeweilige aktuelle Oberflächentemperatur und die aktuelle effektive Emissivität aus Gl. (4.2) berechnet werden.

Dieser Ansatz führt zu einer drastischen Reduzierung der Rechenzeiten um einen Faktor, der durch das Verhältnis von Anzahl der Gitterpunkte und Anzahl der Radiosondenstationen festgelegt wird. Im SGP99-Gebiet liegt dieser Faktor bei 6000.

Ein ganz entscheidender Vorteil der LSTG besteht darin, dass Gl. (4.2) einfach invertiert werden kann, und es somit möglich ist, bei gegebener Strahlungstemperatur  $TB_{IR}$  (z.B. aus Satellitenmessung) die Oberflächentemperatur abzuleiten. Deshalb kann die invertierte LSTG als Retrievalalgorithmus genutzt werden (s. Kap. 5.2).

## 4.3 Validation der Linearisierungsmethode

Zur Validation der LSTG wird eine Kreuzvalidation mit zwölf Radiosondenstationen innerhalb des SGP99-Gebietes durchgeführt: die Daten von elf Radiosondenstationen werden genutzt, um den atmosphärischen Anteil an  $TB_{IR}$  an der zwölften Radiosonde zu berechnen. Das Ergebnis wird mit dem Ergebnis der exakten, auf den Radiosondenbeobachtungen basierenden Modellierung an der zwölften Station verglichen. Um eine große Datengrundlage für diese Validation zu erhalten, sind die effektiven Emissivitäten und die Oberflächentemperaturen innerhalb ihres für das SGP99-Experiment möglichen Wertebereiches variiert worden: die effektive Emissivität zwischen 0.92 und 1.0 und die Oberflächentemperatur zwischen 294 und 302 K. Die Atmosphärenzustände sind den Radiosondenaufstiegen im Juli 1999 entnommen worden. Für die Validation sind nur wolkenfreie Fälle berücksichtigt worden. Insgesamt wurden somit ca. 7500 Fälle analysiert.

#### 4 Effiziente Infrarot-Strahlungstransportmodellierungen

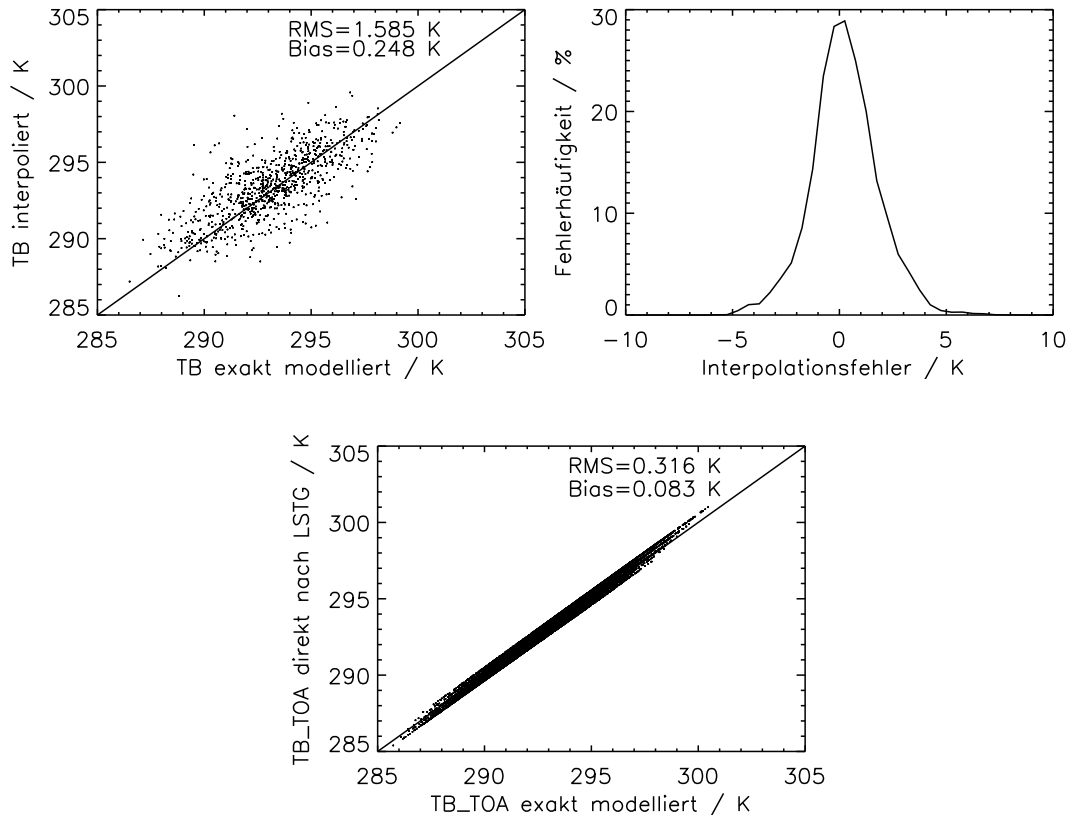


Abbildung 4.4: Kreuzvalidationsansatz zur Validation der LSTG: Vergleich der LSTG-Ergebnisse mit exakten Modellierungsergebnissen (links oben), Histogramm der aufgetretenen Fehler (rechts oben) und Größe des Linearisierungsfehlers (unten).

Die LSTG weist im Vergleich mit den exakten Modellierungsergebnissen einen mittleren quadratischen Fehler von 1.6 K auf (Abb. 4.4, links oben). Die dazugehörige Häufigkeitsverteilung zeigt, dass der Fehler in den meisten Fällen unter 1 K liegt (Abb. 4.4, rechts oben). Dieser Fehler ist eine Kombination aus dem Fehler der LSTG selbst und dem Fehler der Interpolation. Der Fehler der LSTG ergibt sich aus dem Vergleich der exakt modellierten Strahlungstemperaturen mit Ergebnissen der LSTG ohne räumliche Interpolation von  $\alpha$ ,  $\beta$  und  $\gamma$  und beträgt im Mittel 0.3 K (Abb. 4.4, unten).

### 4.4 Diskussion der Linearisierungsmethode

Die vorgestellte Linearisierungsmethode führt zu einer drastischen Reduktion der für die IR-Modellierungen benötigten Rechenzeit. Im SGP99-Gebiet



#### 4.4 Diskussion der Linearisierungsmethode

reduziert sich die Rechenzeit um den Faktor 6000. Somit macht die Linearisierungsmethode den Infrarotteil der Modellkette erst nutzbar für räumlich bzw. zeitlich hochaufgelöste Anwendungen. Die Genauigkeit des Infrarotmodelles reicht für die in dieser Studie dargestellten Anwendungen aus und die Linearisierungsmethode verringert diese nur um 0.3 K.

Besonders hervorzuheben ist die Tatsache, dass die LSTG nach ihrer Invertierung direkt als Retrievalvorschrift zum Ableiten von Oberflächentemperaturen aus Strahlungstemperaturen am Oberrand der Atmosphäre genutzt werden kann. Dies wird im Folgenden (Kap. 5.2) genutzt, um Oberflächentemperaturen aus GOES-Messungen abzuleiten und diese alternativ zu den von TOPLATS modellierten Oberflächentemperaturen für die MW-Modellierungen zu verwenden.

Ein weiterer Vorteil der LSTG ist ihre Unabhängigkeit von dem genutzten konkreten Strahlungstransportmodell. So wie mit Streamer\_IR als Grundlage kann diese Methode auch direkt zur Beschleunigung beliebiger anderer IR-Strahlungstransportmodelle übernommen werden.

## 5 Anwendungen der Modellkette: Fallstudie 21.07.1999

In diesem Kapitel wird die Modellkette als Test und zur Validation auf ein Fallbeispiel aus der SGP99-Messkampagne, den 21.7.1999, angewandt. Die Modellkette besteht aus dem hydrologischen Modell TOPLATS, dem IR-Strahlungstransportmodell Streamer\_IR und dem Mikrowellen-Strahlungstransportmodell LSMEM. Zunächst werden Modellierungen mit TOPLATS durchgeführt, um Eingangsfelder der Bodenfeuchte und der Oberflächentemperatur für die Strahlungstransportmodellierungen bereitzustellen. Diese beiden Größen können in großen Messgebieten nicht flächenhaft in situ gemessen werden, so dass bezüglich der Bodenfeuchte keine andere Möglichkeit als die hydrologische Modellierung zur Verfügung steht, um diese Größe flächenhaft zu bestimmen. Bezüglich der Oberflächentemperatur werden alternativ zur hydrologischen Modellierung Satellitenmessungen im IR-Spektralbereich genutzt, aus denen durch Invertierung der in Kapitel 4 vorgestellten Linearisierungsmethode und Nutzung des Strahlungstransportmodells Streamer\_IR Oberflächentemperaturen abgeleitet werden. Das letzte Glied der Modellkette, das MW-Modell LSMEM, erhält die Bodenfeuchtefelder aus TOPLATS und die Oberflächentemperaturfelder entweder aus TOPLATS oder abgeleitet aus GOES-Messungen als Eingangsdaten und berechnet daraus resultierende MW-Strahlungstemperaturen am Oberrand der Atmosphäre. Dabei ist die Modellkette so angelegt, dass alle drei Modellteile, soweit es Überschneidungen gibt, auf einheitliche Landoberflächenparameter, wie z.B. den Pflanzenbedeckungsgrad, zugreifen. Dadurch wird gewährleistet, dass der erzeugte Datensatz bestehend aus Bodenfeuchten und zugehörigen Strahlungstemperaturen physikalisch konsistent ist und sich für die Untersuchung von Aggregationseffekten im nachfolgenden Kapitel 6 eignet.

Bei der Auswahl einer Fallstudie zur Validation der Modellkette muss beachtet werden, dass die Strahlungstransportmodelle nur für wolkenfreie Situationen geeignet sind, da z.B. atmosphärische Streuung im MW-Modell vernachlässigt wird. Um einen eindeutig wolkenfreien Tag handelt es sich beim 21.7.1999

## 5.1 TOPLATS-Modellierungen für SGP99

(Begründung s. Kap. 5.2), der im folgenden für alle Untersuchungen genutzt wird.

Die Anwendung der Modellkette und die Quantifizierung von Aggregationseffekten werden in dieser Arbeit exemplarisch für eine MW-Frequenz durchgeführt. Bei der Frequenzauswahl muss berücksichtigt werden, dass die Sensitivität auf Bodenfeuchte mit steigender MW-Frequenz abnimmt. Obwohl die satellitengetragenen Radiometer bei höheren Frequenzen messen als die flugzeuggetragenen Radiometer, sollte für die Quantifizierung von Aggregationseffekten eine Frequenz gewählt werden, die von einem der zur Verfügung stehenden satellitengetragenen MW-Radiometer (TMI und SSM/I) abgedeckt wird, weil Aggregationseffekte wegen der großen Satellitenfootprints besonders bei Retrievalverfahren auf der Grundlage von Satellitendaten berücksichtigt werden müssen. Deshalb wird mit 10.7 GHz die kleinste bei SGP99 zur Verfügung stehende Satellitenfrequenz ausgewählt.

## 5.1 TOPLATS-Modellierungen für SGP99

Für die LSMEM-Modellierungen der SGP99-Messkampagne werden Karten der Bodenfeuchte und der Oberflächentemperatur benötigt, die mit dem hydrologischen Modell TOPLATS erzeugt werden können. Die indirekte Bestimmung der Bodenfeuchte mittels eines hydrologischen Modells gelingt nur dann, wenn sowohl das Modell in der Lage ist, die physikalischen Prozesse richtig wiederzugeben als auch die Antriebsdaten eine gute Qualität aufweisen. Die Modellkonfiguration, die Bodenparameter und der meteorologische Antrieb sind sehr wichtig für realitätsnahe hydrologische Modellierungen. Diese Aspekte werden nun im einzelnen vorgestellt und anschliessend werden die Modellierungsergebnisse diskutiert.

Obwohl hinsichtlich der SGP99-Kampagne nur der Zeitraum 8. – 21.7.1999 von Interesse ist, werden die TOPLATS-Modellierungen über eine lange Integrationszeit von 1.5 Jahren durchgeführt (1.1.1998 bis 21.7.1999). Es wird ein langer Vorlauf vor der SGP99-Kampagne gewählt, damit die Anfangswerte keinen merklichen Einfluss mehr auf die Ergebnisse in der Zeit der Messkampagne haben.

### 5.1.1 Modellkonfiguration

Das Modellgebiet ist so gewählt, dass das SGP99-Messgebiet abgedeckt wird und gleichzeitig kein Einzugsgebiet abgeschnitten wird. Das Modellgebiet umfasst deshalb  $710 \times 530 \text{ km}^2$  und 104 Einzugsgebiete, die von Crow und Wood

(2002) von einem größeren Gebiet übernommen und auf das hier genutzte Gebiet angepasst wurden (s. Abb. 5.1). Die Modellierungen werden mit einer Maschenweite von einem Kilometer und einem Zeitschritt von einer Stunde durchgeführt. Die Kalibration von TOPLATS für das SGP-Gebiet konnte ebenfalls von Crow und Wood (2002) übernommen werden.

### 5.1.2 Modellparameter

Für die hier vorgestellten TOPLATS-Modellierungen zur SGP99-Kampagne konnten neben der Definition der Einzugsgebiete und der Kalibration auch die Modellparameter in Form von zeitlich konstanten Eingangsfelder von Crow und Wood (2002) übernommen und auf das neue Modellgebiet zugeschnitten werden. Exemplarisch sind in Abb. 5.2 und 5.3 der topographische Index  $TI_S$  und die Verteilung der Bodentypen dargestellt: Man erkennt, dass  $TI_S$  gemäß der Definition in Gl. (2.15) überall dort große Werte annimmt, wo die Hangneigung gering ist und wo sich Grundwasser akkumuliert. Infolgedessen zeichnen sich Flusstäler deutlich ab. Beide Parameterfelder weisen ausgeprägte kleinskalige Variabilitäten auf, die das Potential haben, entsprechende Bodenfeuchtevariationen und somit Aggregationseffekte in MW-Strahlungsmessungen zu indu-

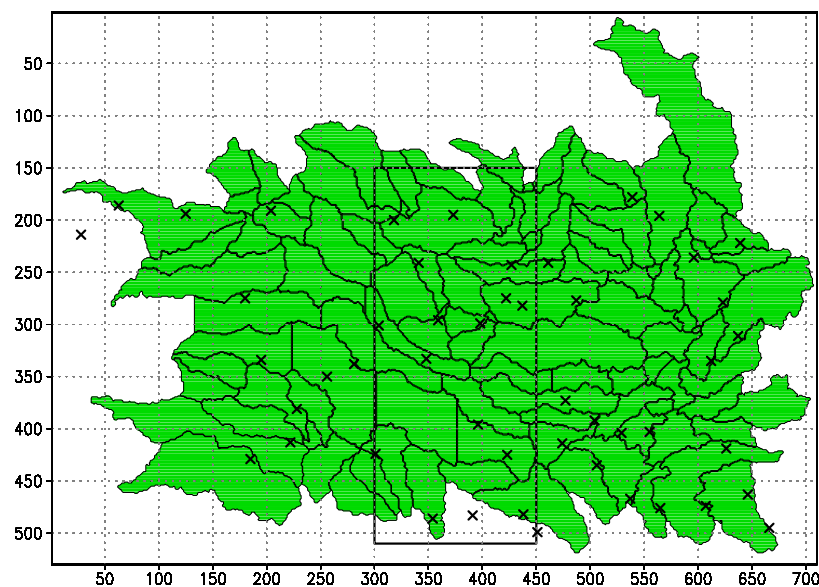


Abbildung 5.1: *Einzugsgebiete der TOPLATS-Modellierungen mit den 49 Mesonet-Stationen (Kreuze), deren Messdaten als meteorologischer Antrieb für TOPLATS genutzt werden. Der eingekrehte Bereich kennzeichnet das Gebiet, in dem die MW-Strahlungstransportmodellierungen durchgeführt werden.*

## 5.1 TOPLATS-Modellierungen für SGP99

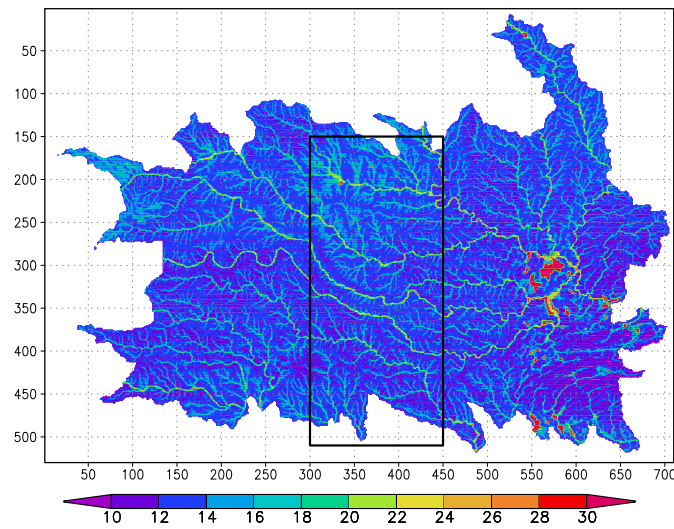


Abbildung 5.2: *Topographischer Index  $TI_S$  im Modellgebiet.  $TI_S$  ist klein, wo lokale Erhebungen schnellen Abfluss gewährleisten, und groß in Tälern, wo sich das Wasser akkumuliert. Mikrowellen-Strahlungstransportmodellierungen werden nur im schwarzumrandeten Kasten durchgeführt.*

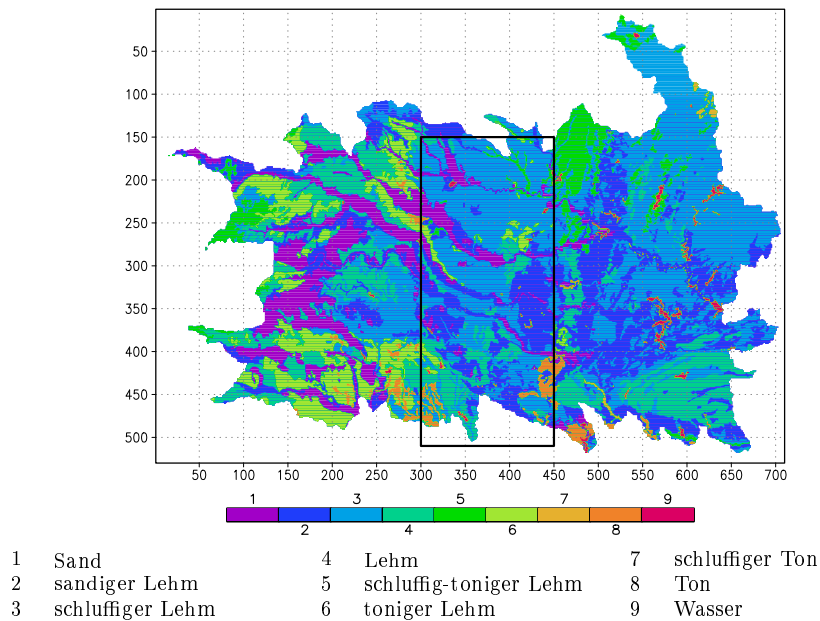


Abbildung 5.3: *Bodentypen für TOPLATS Simulationen im Modellgebiet. Im eingerahmten Gebiet, in dem die Strahlungstransportmodellierungen durchgeführt werden, dominieren die Bodentypen schluffiger Lehm und sandiger Lehm.*

zieren. Diese Bedeutung räumlich variabler Landoberflächen-Eigenschaften als Quelle für Bodenfeuchtevariabilität neben meteorologischen Faktoren, wie inhomogenem Niederschlag, wird beispielsweise von Crow et al. (2005a) betont.

### 5.1.3 Meteorologischer Antrieb

Als Antriebsdaten für TOPLATS werden die folgenden meteorologischen Daten benötigt: 2m-Temperatur  $T_{2m}$ , Feuchte in 2 m Höhe  $q_{2m}$ , abwärtige kurzwellige und langwellige Strahlung, Niederschlag, Windgeschwindigkeit und Luftdruck. Abgesehen von der abwärtigen langwelligen Strahlung können die meteorologischen Daten punktweise direkt aus den Mesonet-Daten übernommen werden, die prinzipiell für den Zeitraum 1.1.1998 – 31.7.1999 an 115 Mesonet-Stationen in fünfminütiger Auflösung vorliegen.

Die fehlende abwärtige langwellige Strahlung  $L$  kann nach Bras (1990) wie folgt berechnet werden:

$$L = k\epsilon\sigma_{SB}T^4 \quad (5.1)$$

mit der Breitbandemissivität  $\epsilon$ :

$$\epsilon = 0.74 + 0.0049 \cdot e \quad (5.2)$$

und mit dem Dampfdruck  $e$ , der Stephan-Boltzmann-Konstante  $\sigma_{SB}$  und der Lufttemperatur  $T$ . Der Faktor  $k$  ist an den Wolkenbedeckungsgrad  $N_c$  gekoppelt und lässt sich nach Bras (1990) folgendermaßen berechnen:

$$k = 1 + 0.17N_c^2 \quad (5.3)$$

Weil keine Informationen über den Wolkenbedeckungsgrad vorliegen und in dieser Arbeit ausschließlich wolkenfreie Situationen betrachtet werden, kann  $k = 1$  entsprechend wolkenfreiem Himmel gesetzt werden.

Für die Bereitstellung der meteorologischen Eingangsdaten ist eine umfangreiche Aufbereitung der verfügbaren Messdaten für den Zeitraum der TOPLATS-Modellierungen nötig, die im folgenden beschrieben wird. Da TOPLATS vollständige Antriebsdaten in Raum und Zeit benötigt, müssen die Messdaten der Mesonet-Stationen dahingehend bearbeitet werden, dass Stationen, an denen häufig Fehlwerte oder nicht plausible Messwerte auftreten, nicht als Datengrundlage für die TOPLATS-Modellierungen berücksichtigt werden. Konkret werden die Messdaten folgendermaßen untersucht: Stationen, die am Anfang oder am Ende des Modellierungszeitraumes einen Fehlwert aufweisen, werden nicht berücksichtigt. Desweiteren werden Stationen, die innerhalb des gesamten Modellierungszeitraumes Datenausfälle von mehr als neun Stunden ohne

## 5.1 TOPLATS-Modellierungen für SGP99

Tabelle 5.1: Korrelationslängen für die meteorologischen Parameter, die von TOPLATS für die räumliche Interpolation der Stationsdaten benötigt werden. Abgeschätzt aus Messungen an 49 Mesonet-Station im Modellierungszeitraum Januar 1998 bis Juli 1999.

Parameter	Korrelationslänge (km)
Niederschlag	39.194
Lufttemperatur (2 m)	5616.22
Relative Luftfeuchte (2 m)	908.801
Druck	3012.43
Windgeschwindigkeit	405.291
Langwellige Einstrahlung	6597.43
Kurzwellige Einstrahlung	2269.9

zeitliche Unterbrechung aufweisen, nicht für die TOPLATS-Modellierungen genutzt. Ebenso werden solche Stationen, bei denen im Zeitraum Juni/Juli 1999 mehr als sechs Stunden Datenausfall auftreten, nicht genutzt. Dies führt dazu, dass von den 115 Mesonet-Stationen hier nur 49 genutzt werden können (s. Kreuze in Abb. 5.1). Die dennoch in den Messdaten auftretenden Fehlwerte oder Messfehler werden je nach Datentyp entweder durch Auffüllen mit Daten von Nachbarstationen oder durch Interpolation von Daten der benachbarten Stationen korrigiert. Von einer zeitlichen Interpolation an der betroffenen Station selbst wird abgesehen, weil dadurch Informationen über den Tagesgang verloren gehen. Das Ergebnis sind fehlerfreie Messwert-Reihen über den gesamten Zeitraum (1.1.1998 – 21.7.1999) an den 49 verbliebenen Stationen.

Damit die meteorologischen Stationsdaten für TOPLATS genutzt werden können, müssen sie auf das Modellgebiet interpoliert werden, so dass an jedem Modellgitterpunkt meteorologische Informationen vorliegen. Diese räumliche Interpolation der Stationsdaten wird innerhalb von TOPLATS durchgeführt, wobei sich die Werte an einem Gitterpunkt als gewichtetes Mittel der Stationsdaten ergeben. Die Gewichte sind proportional zur räumlichen Korrelation, die durch eine homogene, isotrope Korrelationsfunktion  $cor(\Delta x) = exp(\Delta x/l)$  mit der Korrelationslänge  $l$  abgeschätzt wird. Die Korrelationslänge  $l$  ist für die verschiedenen meteorologischen Variablen unterschiedlich groß (s. Tab. 5.1) und wird durch eine Kurvenanpassung einer Exponentialfunktion an die paarweise Korrelation der Messreihen für den Modellierungszeitraum aller für die TOPLATS-Modellierungen genutzten Mesonet-Stationen bestimmt. Erwartungsgemäß hat Regen eine sehr kleine Korrelationslänge, wohingegen die meisten anderen meteorologischen Größen sehr große Korrelationslängen aufweisen, da diese Größen räumliche glattere Strukturen aufweisen (z.B. Luftdruck).

### 5.1.4 Ergebnisse

Die Abbildungen 5.4 und 5.5 zeigen die von TOPLATS berechneten Bodenfeuchten und Oberflächentemperaturen für den 21.7.1999: Großräumig erkennt man bei der Bodenfeuchte im Modellgebiet einen deutlichen Anstieg von West nach Ost und innerhalb des eingerahmten Untersuchungsbereichs eine Zunahme von Nord nach Süd. Dominanter als diese durch die Niederschlagsklimatologie induzierte Variation ist die kleinräumige Variabilität auf der Skala von wenigen Kilometern. Vergleicht man die Bodenfeuchteverteilung mit dem Topographischen Index (Abb. 5.2) erkennt man einen klaren Zusammenhang: Der höhere Grundwasserstand in Flusstälern, der wegen des Topmodel-Ansatzes direkt mit dem topographischen Index gekoppelt ist, führt dort zu eindeutig höheren Bodenfeuchten. Darüber hinaus ist aber auch der Einfluss weiterer Modellparameter wie z.B. der Bodentypverteilung (vergl. Abb. 5.3) deutlich zu erkennen.

Die räumliche Verteilung der Oberflächentemperatur (Abb. 5.5) weist einen sehr glatten Verlauf auf, was hauptsächlich auf den Termin am frühen Morgen um 6 Uhr Lokalzeit zurückzuführen ist. Dieser Termin wurde ausgewählt, weil zu diesem Zeitpunkt TMI-Messungen eines Satellitenüberflugs verfügbar sind, der im Abschnitt 5.4 zur Validation genutzt wird. Im Detail erkennt man einen Zusammenhang zwischen Bodenfeuchte und Oberflächentemperatur: Gebiete mit hoher Bodenfeuchte sind tendenziell wärmer als trockene Bereiche, da der Boden aufgrund der hohen Wärmekapazität von Wasser nachts weniger stark abkühlt.

## 5.2 Abgeleitete Oberflächentemperaturen aus GOES-Messungen

Es gibt zwei Möglichkeiten, die Oberflächentemperatur flächenhaft zur Verfügung zu stellen: die zuvor vorgestellten hydrologischen Modellierungen mit TOPLATS oder die Ableitung aus GOES-Messungen im IR-Spektralbereich. Die erste Methode ist indirekt und beinhaltet viele Modellunsicherheiten: z.B. die räumliche Interpolation der meteorologischen Antriebsdaten, die stark vereinfachte Beschreibung der Landoberfläche durch wenige Parameter oder die Unsicherheit in der Parameterisierung einzelner Prozesse wie z.B. der Verdunstung. Die Nutzung von satellitengestützten IR-Beobachtungen ist hingegen wesentlich direkter, weil das Messsignal im wolkenfreien Fall maßgeblich von der Oberflächentemperatur bestimmt wird. Lediglich der Einfluss von atmosphärischer Absorption und Emission, die im Fensterkanal hauptsächlich durch



## 5.2 Abgeleitete Oberflächentemperaturen aus GOES-Messungen

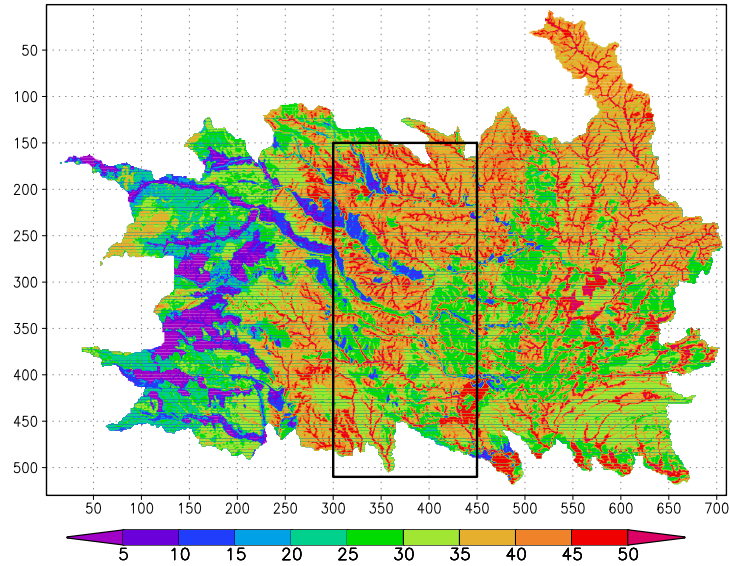


Abbildung 5.4: *Bodenfeuchte (vol. %) in 0–10 cm Tiefe am 21.7.99 aus TOPLATS Simulation.*

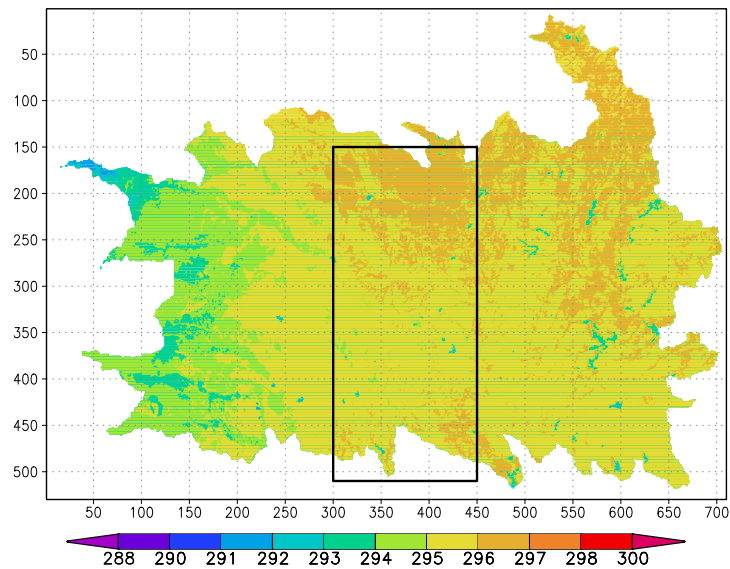


Abbildung 5.5: *Oberflächentemperaturen (K) am 21.7.99 um 6 Uhr Lokalzeit aus TOPLATS Simulation.*

## 5 Anwendungen der Modellkette: Fallstudie 21.07.1999

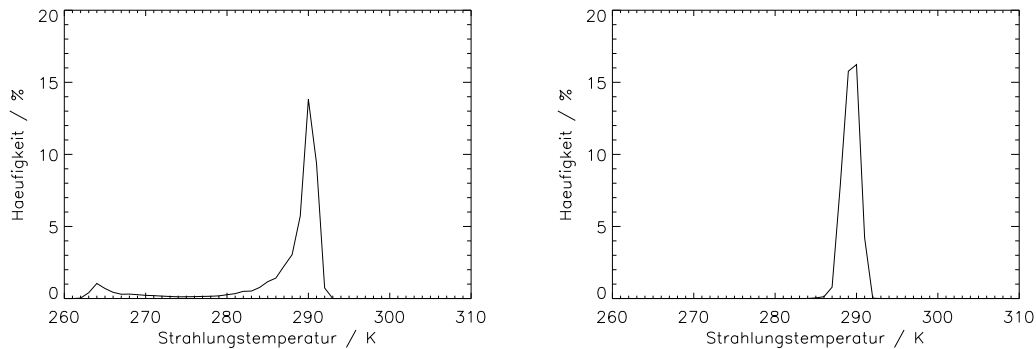


Abbildung 5.6: *Histogramm der IR-Strahlungstemperaturen aus GOES-Messungen des Kanals 5 ( $12.0\mu\text{m}$ ) im bewölkten Fall am Beispiel des 18.7.99 (links) und im wolkenfreien Fall am Beispiel des 21.7.1999 (rechts).*

Wasserdampf verursacht werden, muss in einem Ableitungsverfahren korrigiert werden. Als größter Nachteil dieser Methode ist die Einschränkung auf wolkenfreie Situationen zu nennen, da Wolken im IR-Spektralbereich in aller Regel nicht transparent sind. Diese Limitierung ist für diese Arbeit aber ohne Bedeutung, da ohnehin nur wolkenfreie Fälle betrachtet werden.

Die räumliche Auflösung des GOES IR-Sensors ist mit 4 km geringfügig größer als die in der Modellkette verwendete Maschenweite von 1 km. Das bedeutet, dass die aus GOES-Messungen abgeleiteten Oberflächentemperaturen einen kleinen Anteil der kleinskaligen Variabilitäten nicht darstellen können. Angesichts der homogenen Oberflächentemperaturverteilung am frühen Morgen (s. Abb. 5.5) sollte diese Ungenauigkeit jedoch wenig Einfluss auf die Resultate haben.

Zur Ableitung der Oberflächentemperatur werden zunächst die GOES-Messungen durch lineare Interpolation auf das Modellgitter übertragen. Anschließend werden mittels Streamer\_IR-Modellierungen an den Radiosondenstationen die drei effektiven atmosphärischen Parameter der linearen Strahlungstransportgleichung Gl. (4.2), die Transmissivität der Atmosphäre  $\alpha$ , die aufwärtige atmosphärische Emission  $\beta$  und die um die Transmissivität abgeschwächte abwärtige atmosphärische Emission  $\gamma$  berechnet. Diese Parameter werden schließlich linear an alle Modellgitterpunkte interpoliert, so dass sich die Oberflächentemperatur überall durch Invertierung der LSTG berechnen lässt.

Neben der Ableitung der Oberflächentemperatur werden GOES-Messungen auch zur Erkennung von wolkenfreien Situationen benutzt: Weil Wolken in der Regel kälter sind als die Erdoberfläche, ergibt die Darstellung des Histogramms der gemessenen Strahlungstemperaturen zu einem Zeitpunkt im bewölkten Fall

## 5.2 Abgeleitete Oberflächentemperaturen aus GOES-Messungen

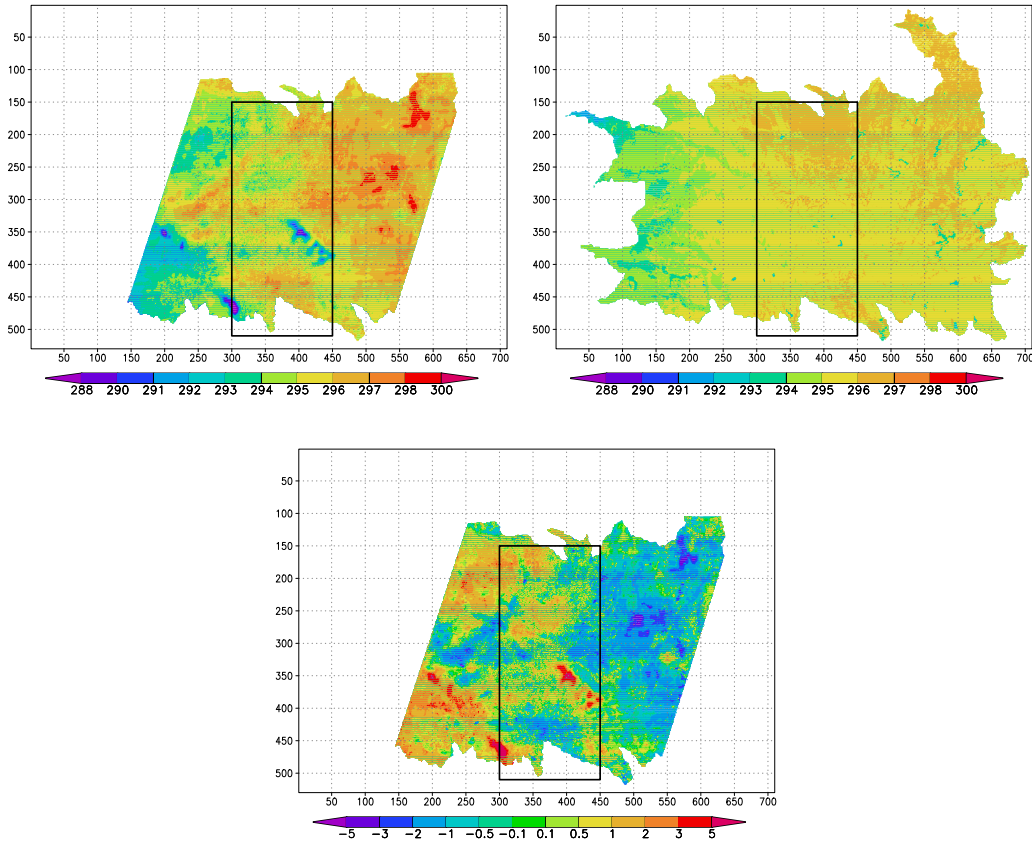


Abbildung 5.7: *Links: Oberflächentemperatur (K) abgeleitet aus GOES-Messungen für den 21.7.1999, 6 Uhr Lokalzeit. Die Messungen lagen für diese Arbeit nur auf dem hier gezeigten Teilgebiet des TOPLATS-Modellierungsgebietes vor. Rechts: Analoges Resultat der TOPLATS Simulation (identisch zu Abb. 5.5). Unten: Differenz der Oberflächentemperatur von TOPLATS minus Oberflächentemperatur abgeleitet aus GOES-Messungen.*

meist eine Verteilung mit zwei Maxima: das Maximum bei kleinen TB resultiert aus den bewölkten Fällen und das Maximum bei höheren Strahlungstemperaturen gibt die nicht-bewölkten Pixel wieder. Am Beispiel des 18.7.99, 12 Uhr (Abb. 5.6, links) ist diese Verteilung mit den beiden Maxima deutlich zu erkennen. Diese Auswertung wurde für jeden Tag der SGP99-Kampagne jeweils zu dem Zeitpunkt, an dem der Mikrowellensensor TMI gemessen hat, durchgeführt. Diese Zeitauswahl beruht auf der Tatsache, dass im folgenden Strahlungstemperaturen am Oberrand der Atmosphäre modelliert und mit TMI-Messungen verglichen werden. Auf diesem Weg wurde der 21.7.99, 6 Uhr Lokalzeit, als sehr guter Termin für eine Fallstudie ausgewählt, denn das zugehörige Histogramm der IR-Strahlungstemperaturen weist nur ein Maximum

auf und zeigt keinerlei Hinweise auf Bewölkung zum Messzeitpunkt (Abb. 5.6, rechts).

Die aus den GOES-Messungen abgeleiteten Oberflächentemperaturen für den 21.7.1999 sind in Abb. 5.7, links oben, dargestellt. Bei dem Vergleich der aus GOES abgeleiteten Oberflächentemperaturen mit den von TOPLATS simulierten Oberflächentemperaturen fällt auf, dass im westlichen Teil des Modellgebietes die TOPLATS-Oberflächentemperaturen in den meisten Fällen größer sind als die GOES-Oberflächentemperaturen, um bis zu 5 K. Im östlichen Bereich des TOPLATS-Modellgebietes stellt sich die Situation gegenteilig da, weil dort die GOES-Oberflächentemperaturen überwiegend größer sind als die von TOPLATS simulierten, zumeist etwa 1 bis 3 K. Das eingerahmte Gebiet, in dem die Strahlungstransportmodellierungen durchgeführt werden, stellt gerade den Übergangsbereich zwischen diesen beiden Teilgebieten dar und zeichnet sich durch geringe Oberflächentemperaturdifferenzen von zumeist weniger als 1 K aus. Lediglich im zentralen östlichen Bereich dieses Gebietes und im Süden des Gebietes gibt es zwei Bereiche, in denen die TOPLATS-Oberflächentemperaturen deutlich größer sind. Es ist zu erwarten, dass diese Gebiete auch bei einem späteren Vergleich der simulierten Mikrowellenstrahlungstemperaturen auf der Grundlage der beiden unterschiedlichen Oberflächentemperatur-Felder wieder auffallen werden. Wegen der ansonsten zumeist eher geringen Abweichungen zwischen den beiden Oberflächentemperatur-Feldern innerhalb des eingerahmten Gebietes ist nicht mit gravierenden Unterschieden bei den MW-Strahlungstransportergebnissen auf der Grundlage der beiden unterschiedlichen Oberflächentemperatur-Felder zu rechnen. Diese Aussage könnte für die anderen beiden Teilgebiete des TOPLATS-Modellgebietes so jedoch nicht getroffen werden.

### 5.3 Mikrowellenstrahlungstransport

Die Voraussetzung für die Anwendung des letzten Glieds der Modellkette, des MW-Modells LSMEM, ist die Bereitstellung aller Eingangsdaten, die in Tab. 5.2 zusammengestellt sind: Bodenfeuchte und Oberflächentemperatur sind in den letzten Abschnitten ausführlich diskutiert worden. Die atmosphärischen Profile von Temperatur und Feuchte aus Radiosondendaten werden anhand gewichteter Mittel horizontal interpoliert. Die Gewichte werden dabei so gewählt, dass das Gewicht einer Radiosondenstation mit der Entfernung exponentiell abfällt. Die Vegetationstemperatur wird aus auf die Fläche interpolierten Messungen der atmosphärischen 2m-Temperatur übernommen.

Weitere Eingangsfelder werden direkt von den TOPLATS Simulationen übernommen (z.B. der Vegetationsbedeckungsgrad, Abb. 5.8) oder konsistent zu

### 5.3 Mikrowellenstrahlungstransport

Tabelle 5.2: Eingangsparameter des LSMEM mit ihren Quellen

Variable	Wert	Quelle	Räumlich / zeitlich konstant
Bodenfeuchte	s. Abb. 5.4	TOPLATS-Modellierungen	Nein / Nein
Oberflächentemperatur	s. Abb. 5.5 bzw. 5.7	TOPLATS-Modellierungen	Nein / Nein
Vegetationstemperatur		Messung T <sub>2m</sub> aus Stationsdaten	Nein / Nein
Atmosphärische Profile von Temp. und Feuchte		Radiosondenaufstiege	Nein / Nein
Vegetationsbedeckungsgrad	s. Abb. 5.8	Crow und Wood, 2002	Nein / Ja
Vegetationswassergehalt	s. Abb. 5.9 links unten	NDVI & Umrechnung von Gao et al. 2004	Nein / Ja
Tongehalt des Bodens	s. Abb. 5.9, rechts oben	Gao et al., 2004	Nein / Ja
Sandgehalt des Bodens	s. Abb. 5.9, links oben	Gao et al., 2004	Nein / Ja
Vegetationssalzgehalt	6.0 psu	Seuffert et al., 2004	Ja / Ja
Einfachstreualbedo der Vegetation	0.04	Mo et al., 1982	Ja / Ja
Salzgehalt des Bodenwassers	0.65 psu	Seuffert et al., 2004	Ja / Ja
Bodendichte (trocken)	s. Abb. 5.9 rechts unten	Gao et al., 2004	Ja / Ja

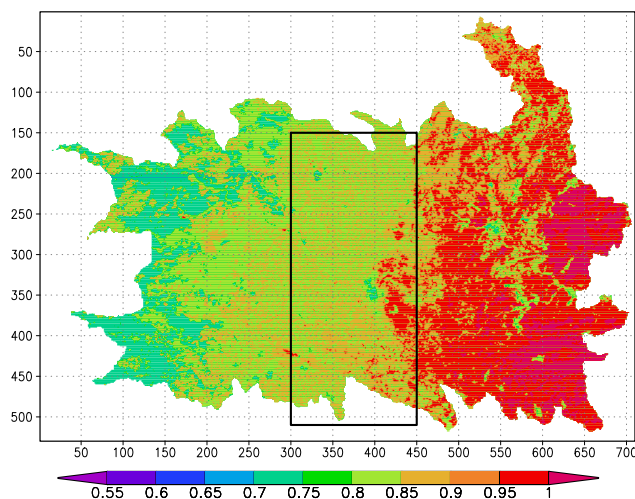


Abbildung 5.8: *Vegetationsbedeckungsgrad im Modellgebiet im Juli 1999.*

diesen Rechnungen verwendet: Die benötigten Sand- und Tongehalte (Abb. 5.9, oben) wurden beispielsweise als Datengrundlage zur Bestimmung der TOPLATS Bodentypen (vergl. Abb. 5.3) genutzt. Als zusätzliche Parameterfelder, die ausschließlich für LSMEM benötigt werden, kommen der Vegetationswassergehalt und die Bodendichte (Abb. 5.9, unten) hinzu. Alle diese Felder weisen starke Variabilitäten auf kleinen Skalen auf, die bei der Ableitung von Bodenfeuchte aus Satellitenmessungen potentiell Aggregationseffekte hervorrufen können. Dies zeigt, dass es unerlässlich ist, eine Modellkette hoher Komplexität, wie sie in dieser Arbeit vorgestellt wird, zur Untersuchung von Aggregationseffekten zu verwenden, weil nur so die Einflüsse dieser Parameter richtig berücksichtigt werden können.

## 5.4 Validation der Modellkette

Die Ergebnisse der Mikrowellenmodellierungen können zur Validation der Modellkette verwendet werden, indem sie mit Messungen des satellitengetragenen Radiometers TMI (TRMM Microwave Imager) verglichen werden. Dies wird anhand der Fallstudie 21.7.99, 6 Uhr Lokalzeit durchgeführt und zwar sowohl mit Oberflächentemperaturen aus TOPLATS als auch mit Oberflächentemperaturen, die aus GOES-Messungen abgeleitet werden. Daraus lässt sich der Nutzen der GOES-Messungen für die Modellkette abschätzen.

Der Vergleich der TMI-Messungen mit den MW-Modellierungen wird dadurch erschwert, dass die beiden Größen in sehr unterschiedlicher Auflösung vorliegen: Bei den TMI-Messungen handelt es sich um das mit der Antennenfunktion des Radiometers gewichtete Mittel über das abgetaste TMI-Footprint. Die TMI-Footprints sind elliptisch mit einer Ausdehnung von 63 km in Nord-Süd-Richtung und einer Ausdehnung von 37 km in Ost-West-Richtung. Dabei wird der Rand eines Footprints dort angenommen, wo die Antennenfunktion um den Faktor  $1/e$  abgefallen ist. Im Gegensatz dazu liegen die Modellierungen flächenhaft mit 1 km räumlicher Auflösung vor. Entsprechend zeigen die auf das Modellgitter interpolierten TMI-Messungen (Abb. 5.10, links oben) sehr glatte Strukturen, die in den hochaufgelösten Modellierungsergebnissen (Abb. 5.10, rechts oben) so nicht wiedergefunden werden können. Bei den Messungen ergeben sich die höchsten Temperaturen im Süden und Südosten des dargestellten Bereichs. Die südlichen und besonders die östlichen Bereiche fallen auch in den Modellierungen durch hohe TB-Werte auf. Im Norden von Mess- und Modellierungsgebiet sind die TB-Werte hingegen geringer, wobei die Modellierungen auch dort Gebiete höherer Temperaturen ergeben, die sich in den Messungen aber so nicht wiederfinden lassen.

## 5.4 Validation der Modellkette

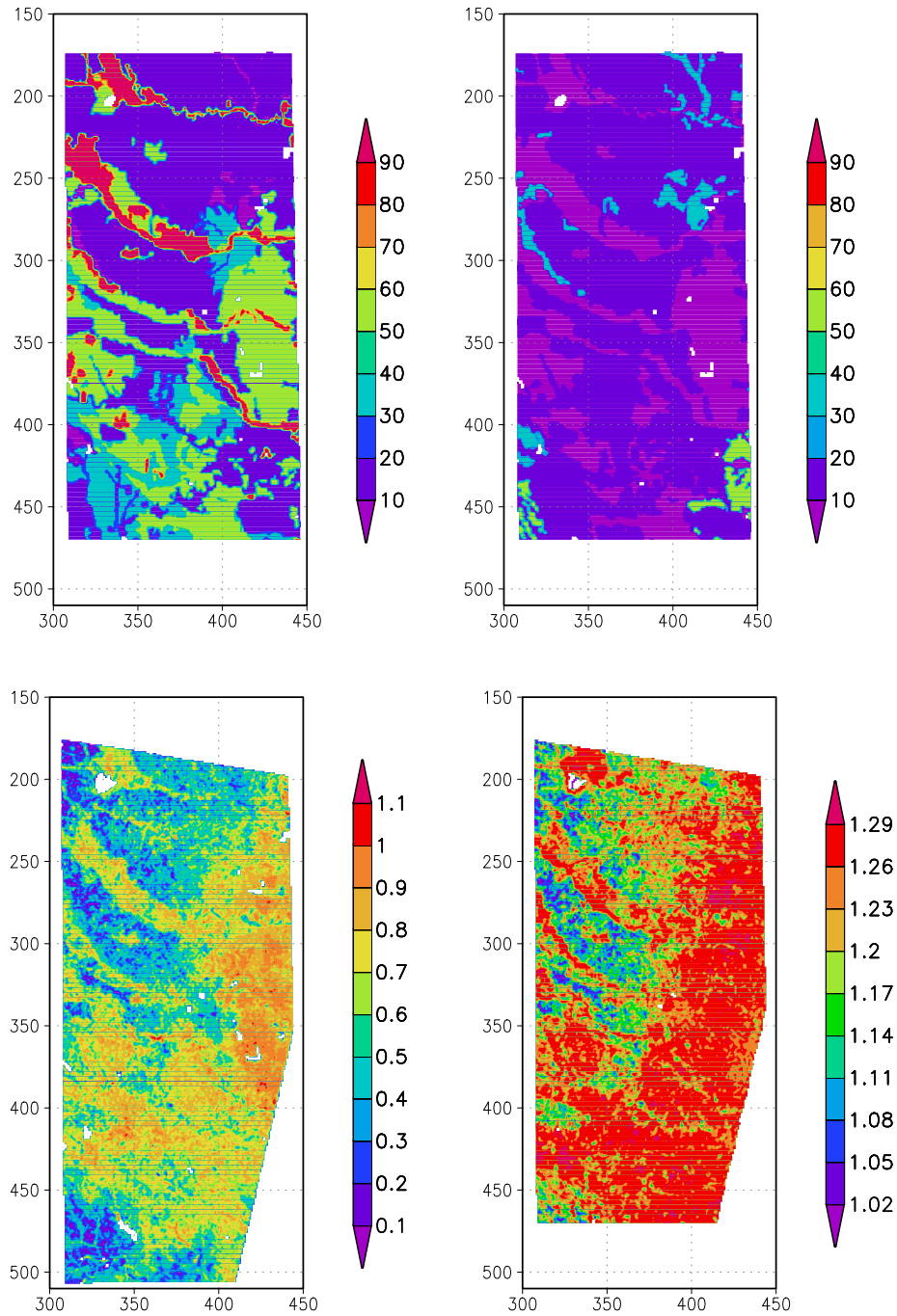


Abbildung 5.9: Oben: Sandgehalt des Bodens (links) und Tongehalt des Bodens (rechts) in % im Modellgebiet. Unten: Vegetationswassergehalt in  $\text{kg/m}^2$  (links) und trockene Bodendichte in  $\text{g/cm}^3$  (rechts) im Modellgebiet. Quelle: Gao et al., 2004.

## 5 Anwendungen der Modellkette: Fallstudie 21.07.1999

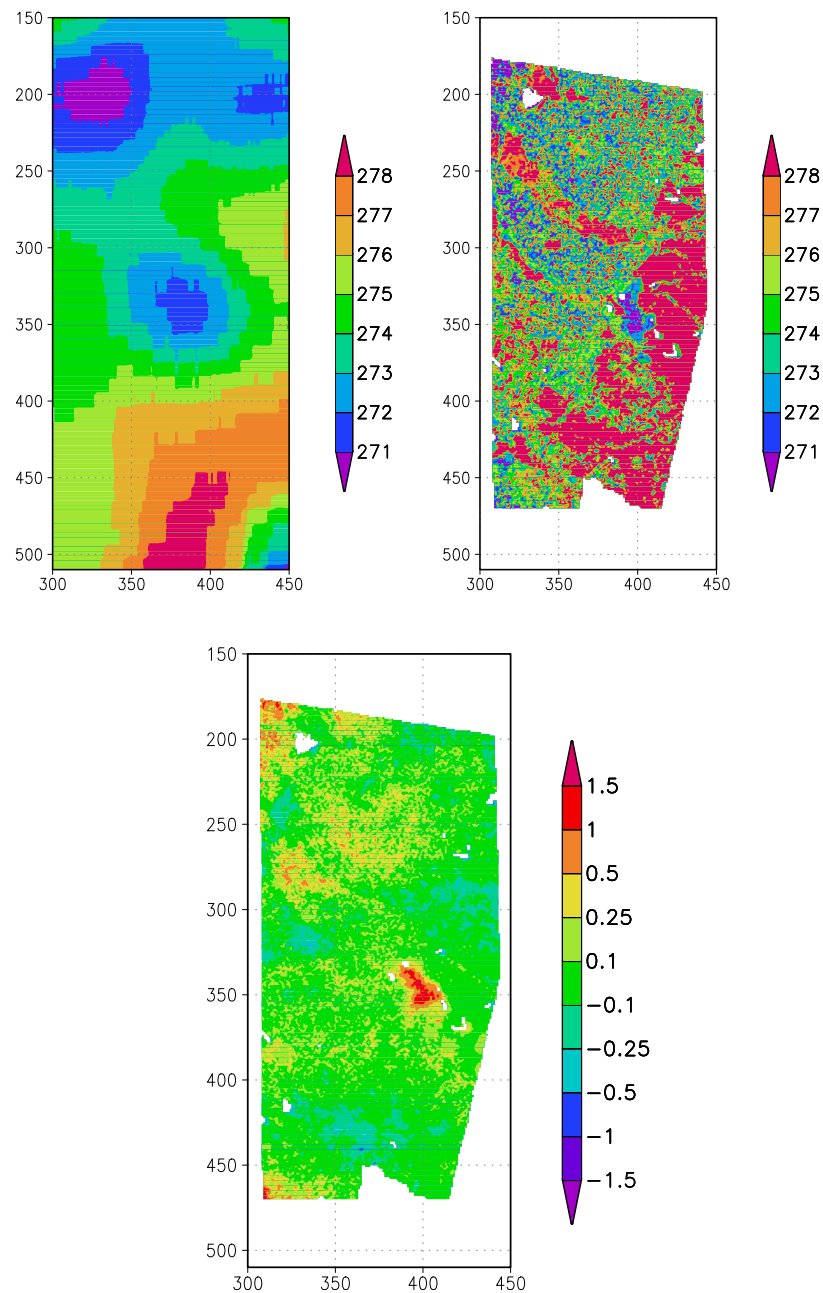


Abbildung 5.10: TMI-Messungen in K bei 10.65 GHz (horizontal polarisiert) des 21.7.1999 auf das MW-Modellierungsgebiet interpoliert (links) und TB-Modellierungen (K) der Modellkette (rechts) unter Verwendung der aus GOES-Messungen abgeleiteten Oberflächentemperaturen. Unten: Differenz der simulierten Strahlungstemperaturen unter Verwendung der aus GOES-Messungen abgeleiteten Oberflächentemperaturen und unter Verwendung von TOPLATS Oberflächentemperaturen (Differenzbildung „GOES-TOPLATS“).



#### 5.4 Validation der Modellkette

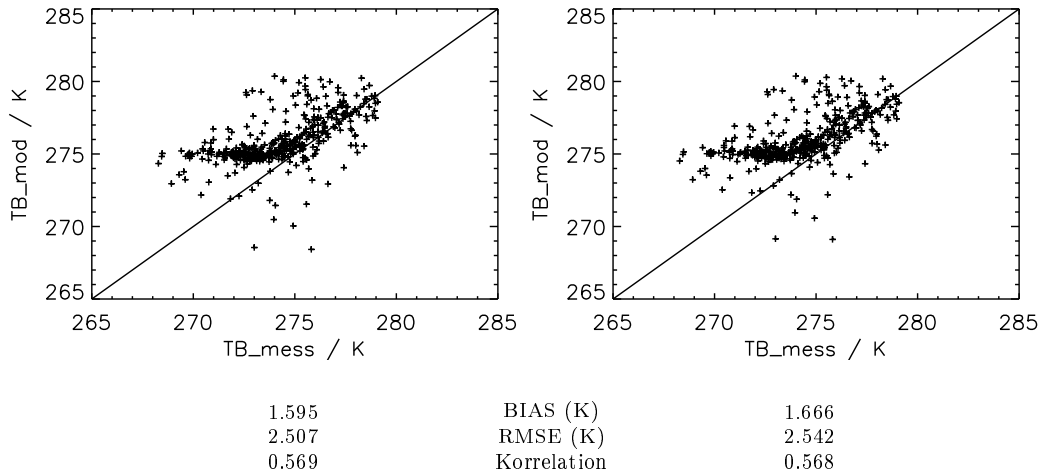


Abbildung 5.11: Vergleich der horizontal polarisierten Strahlungstemperaturen von TMI-Messungen und LSMEM-Modellierungen für den 21.7.99. Links: Oberflächentemperaturen aus GOES (Kanal 4) abgeleitet. Rechts: Oberflächentemperaturen aus TOPLATS-Simulation.

Die Abweichungen der Modellierungen, die entweder aus GOES abgeleitete Oberflächentemperaturen verwenden oder entsprechende TOPLATS-Resultate nutzen, sind gering (Abb. 5.10, unten); die Differenzen der Strahlungstemperaturen belaufen sich auf maximal 1.5 K. Das bedeutet, dass die Differenzen in den Oberflächentemperaturen von maximal 5 K (vergl. Abb. 5.7) durch die optische Dicke von Vegetation und die Atmosphäre deutlich gedämpft werden. Gleichwohl ist der geringe Einfluss der Oberflächentemperatur auf die simulierten Strahlungstemperaturen aber auch auf den Zeitpunkt der Simulation am frühen Morgen (6 Uhr Lokalzeit) zurückzuführen, zu dem sich noch keine großen räumlichen Gradienten in der Oberflächentemperatur aufbauen konnten.

Da ein quantitativer Vergleich von Messungen und Modellierungen anhand von Abb. 5.10 aufgrund des Skalenunterschieds von Messung und Modellierung nicht vorgenommen werden kann, werden die Modellierungen im folgenden so gemittelt, dass sich modellierte Footprint-Werte ergeben, vergleichbar mit den vom TMI-Radiometer gemessenen tatsächlichen Footprint-Werten (s. Abb. 5.11). Dabei liegen dem Vergleich im ersten Fall Modellierungen mit Oberflächentemperaturen aus GOES zugrunde (Abb. 5.11, links) und bei der zweiten Variante werden Oberflächentemperaturen aus TOPLATS genutzt (Abb. 5.11, rechts). Somit kann auch die Güte dieser beiden Oberflächentemperatur-Vorgehensweisen miteinander verglichen werden.

Auch in dieser Auswertung sind die Ergebnisse der Modellierungen mit aus GOES abgeleiteten Oberflächentemperaturen hinsichtlich ihrer Güte nahezu identisch mit den Modellierungen mit Oberflächentemperaturen aus TOPLATS (Abb. 5.11). Dabei muss berücksichtigt werden, dass die Ergebnisse der Strahlungstransportmodellierungen bei den beiden Vorgehensweisen durchaus voneinander abweichen, wobei die Abweichungen meist unterhalb von 1 K sind (Abb. 5.10, unten). Durch die Berechnung der Footprint-Werte und die damit verbundenen Mittelungen auf die großen TMI-Footprints bleiben diese Unterschiede jedoch nicht bestehen.

In Abb. 5.11 fällt auf, dass die modellierten TB dort zu warm sind, wo TMI Strahlungstemperaturen von weniger als 275 K gemessen hat. Indem die aus den Modellierungen generierten Footprint-Werte auf das Modellgitter interpoliert werden (s. Abb. 5.12, rechts), können auch die flächenhaften Darstellungen von Messungen und Modellierungen unmittelbar verglichen werden, was vorher anhand von Abb. 5.10 nicht möglich war. Dieser flächenhafte Vergleich zeigt auf, wie die in Abb. 5.11 aufgetretenen Abweichungen zwischen Messungen und Modellierungen zu erklären sind: Im zentralen mittleren Bereich der beiden Abbildungen 5.12 zeigen sich deutliche Unterschiede in den Strahlungstemperaturen. Damit einhergehend ist in diesem Bereich in Abb. 5.7, unten, zu erkennen, dass die von TOPLATS modellierten Oberflächentemperaturen dort deutlich von den von GOES gemessenen abweichen. Dieser Oberflächentemperatur-Effekt alleine kann allerdings nicht für die beobachteten Abweichungen in den resultierenden TB zwischen Modellierungen und Messungen verantwortlich gemacht werden, denn bei dem Vergleich von Messungen mit Modellierungen, in die die Oberflächentemperaturen aus GOES einfließen, zeigt sich das gleiche abweichende Verhalten (Abb. 5.11, rechts). Wenn TOPLATS die Oberflächentemperaturen falsch wiedergibt, liegt es nahe, dass auch die von TOPLATS modellierten Bodenfeuchten in diesem Bereich Fehler aufweisen. Da die Bodenfeuchte einen deutlich größeren Effekt auf die modellierten Strahlungstemperaturen hat als die Oberflächentemperatur (Balsamo et al., 2006), sind die beobachteten deutlichen Abweichungen zwischen gemessenen und modellierten TB (im Bereich gemessener TB von weniger als 275 K) wahrscheinlich auf Fehler in den eingehenden Bodenfeuchten zurückzuführen.

Von diesen Effekten abgesehen werden anhand von Abb. 5.12 große Ähnlichkeiten zwischen Messung und Modellierung deutlich: die Temperaturverläufe in Nord-Süd-Richtung weisen viele Gemeinsamkeiten auf. Insgesamt stellen sich die Modellierungen allerdings insbesondere bei niedrigen TB wärmer dar als die Messungen. Von den Modellierungen gut wiedergegeben werden der warme Bereich im Süden/Südosten des Gebietes und der kalte Bereich im Nordwesten, wobei der warme Bereich in seiner Ausdehnung von den Modellierungen etwas überschätzt wird und der kalte Bereich zu klein wiedergegeben wird.

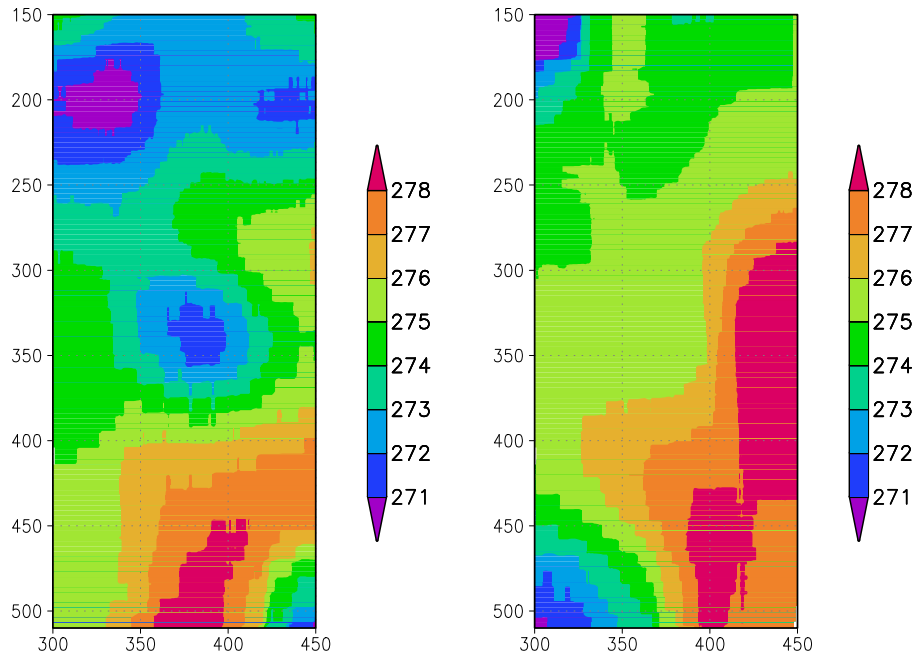


Abbildung 5.12: *Links: Horizontal polarisierte TMI-Messungen des 21.7.1999 in K auf das MW-Modellierungsgebiet interpoliert (identisch zu Abb. 5.10, links). Rechts: Horizontal polarisierte TB-Modellierungen in K (mit Oberflächentemperaturen abgeleitet aus GOES-Messungen) interpoliert auf die TMI-Auflösung.*

Trotz dieser Unterschiede zwischen den Daten kann man zusammenfassend von einer guten Übereinstimmung der Messungen mit den Modellierungen ausgehen, weil der Temperaturverlauf in den groben Strukturen vom Modell wiedergegeben wird. Das Modell ist in der Lage, die horizontal polarisierten Strahlungstemperaturen für den Beispieltag wiederzugeben. Auftretende Abweichungen zu den Messungen sind zumeist auf die eingehenden Bodenfeuchten, die mit TOPLATS modelliert werden, zurückzuführen. Insgesamt ist damit gezeigt, dass das LSMEM für das SGP99-Gebiet und die Frequenz 10.65 GHz bei horizontal polarisierter Strahlung realistische Ergebnisse erzeugt. Somit kann das Modell als Grundlage für die Untersuchungen zum Aggregationseffekt bei horizontal polarisierter Strahlung genutzt werden.

Der Vergleich der Modellierungen mit den TMI-Messungen für vertikal polarisierte Strahlung deutet darauf hin, dass der Mikrowellenteil des Strahlungstransportmodells die vertikale Polarisationsrichtung nicht gut wiedergibt (Abb. 5.13). Die Korrelation zwischen Messungen und Modellierungen liegt nur bei 0.1, so dass die Aussagekraft dieser Modellierungen angezweifelt werden muss. Saleh et al. (2007) stellen fest, dass Vegetation bei 1.4 GHz und Vegetationstyp

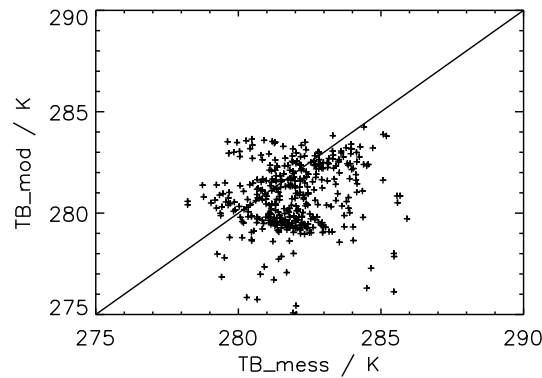


Abbildung 5.13: Vergleich der vertikal polarisierten Strahlungstemperaturen von TMI-Messungen und LSMEM-Modellierungen für den 21.7.99.  $RMS\text{-Fehler}=2.535\text{ K}$ ,  $Bias=1.27\text{ K}$  und  $Korrelation=0.098$ .

Gras annähernd isotrop für propagierende horizontal polarisierte Mikrowellenstrahlung ist. Die Einfachstreueralbedo ist in diesem Fall nahezu vernachlässigbar. Anders bei vertikal polarisierter Strahlung: dort tritt Streuung auf. Dies könnte ein Grund für die Probleme mit der vertikalen Polarisationsrichtung in der vorliegenden Arbeit sein, weil die Einfachstreueralbedo mit 0.04 (z.B. Mo et al., 1982; Ulaby et al., 1983) unterhalb des von Saleh et al. (2007) angegebenen Wertebereichs liegt. Diese geben für die Einfachstreueralbedo Werte zwischen 0.05 und 0.2 (je nach Grastyp) an. Diese neuen Ergebnisse decken sich allerdings nur teilweise mit früheren Untersuchungen (z.B. Pampaloni und Paloscia, 1986; Mätzler und Sume, 1989). Aus diesem Grund scheinen weitere Untersuchungen nötig zu sein, bevor ein gesicherter Wert für die Einfachstreueralbedo bei 10.65 GHz angegeben werden kann.

Schon bei früheren Studien mit dem LSMEM waren Probleme bei der vertikalen Polarisationsrichtung aufgefallen. So hat Drusch (2003) beobachtet, dass das LSMEM bei vertikal polarisierter Strahlung der Frequenz 19 GHz einen im Vergleich zu Messungen zu großen Einfluss der Bodenfeuchte modelliert. Bedingt durch diese Aussage und die obige geringe Korrelation von Messungen und Modellierungen wird deshalb im folgenden nur die horizontale Polarisationsrichtung betrachtet. Da das Hauptaugenmerk der vorliegenden Arbeit auf Untersuchungen zur Bodenfeuchte liegen wird, stellt diese Einschränkung auf die horizontale Polarisationsrichtung aber für die folgenden Untersuchungen kein Problem dar, sondern verhindert Fehlinterpretationen. Diese Aussage kann so getroffen werden, weil die vertikal polarisierten Kanäle nur eine sehr geringe Sensitivität auf Bodenfeuchte haben (Jackson et al., 2002) und das Modell diese Sensitivität zudem auch noch falsch wiedergibt.

## 6 Quantifizierung der Aggregationseffekte

Die Entwicklung von Bodenfeuchte-Retrievalalgorithmen basiert in der Regel auf räumlich homogenen bzw. kleinskaligen Daten (z.B. eindimensionale Strahlungstransportmodellierungen oder hochaufgelöste Flugzeugmessungen). Dennoch werden diese Verfahren unverändert auf größeren Skalen (z.B. TMI mit einem Sichtfenster von 63 km x 37 km bei 10.65 GHz) angewandt. Bei dieser Übertragung können systematische Fehler auftreten, da die Zusammenhänge zwischen Messgröße (hier Strahlungstemperatur  $T_B$ ) und abzuleitender Größe (hier Bodenfeuchte  $sm$ ) häufig nichtlinear sind. Diese Fehler bezeichnet man als Aggregationseffekte. Um die Ergebnisse richtig beurteilen zu können, die man bei der Nutzung hochaufgelöster Retrievalverfahren für größere Skalen, beispielweise für Satellitenmessungen, erzielt, ist es unerlässlich, die Größe der Aggregationseffekte zu kennen.

In diesem Kapitel werden Aggregationseffekte bei 10.65 GHz anhand eines Fallbeispiels aus der SGP99-Messkampagne (21.7.1999, 6 Uhr Lokalzeit) untersucht. Die für die MW-Vorwärtsmodellierungen benötigten flächenhaften Bodenfeuchte-Informationen resultieren aus TOPLATS-Modellierungen. Mit dem Mikrowellenmodell LSMEM werden aus diesen Bodenfeuchten flächenhafte Strahlungstemperaturen am Oberrand der Atmosphäre modelliert. Dabei werden weitere Informationen, wie beispielsweise die flächenhaften Oberflächentemperaturen genutzt, die mithilfe der invertierten LSTG (s. Kap. 4) aus Satellitenmessungen abgeleitet werden.

Im folgenden werden drei Methoden zur Untersuchung der Aggregationseffekte bei Bodenfeuchte-Retrievalalgorithmen vorgestellt. Zunächst wird ein anhand hochaufgelöster Daten abgeleitetes Retrieval auf größeren Skalen (3 bis 60 km) angewandt und die systematischen Fehler werden quantifiziert. Dies ist eine sehr direkte Methode zum Nachweis von Aggregationseffekten. Der zweite Ansatz ermöglicht eine detailliertere Beschreibung der Aggregationseffekte. Hierbei wird untersucht, wie groß die Unterschiede zwischen Retrievalalgorithmen sind, die nun separat für die jeweilige Mittelungsskala abgeleitet werden. Die physikalische Begründung für Aggregationseffekte beim Bodenfeuchte-Retrieval sind Nichtlinearitäten im Strahlungstransport. Ziel des

## 6 Quantifizierung der Aggregationseffekte

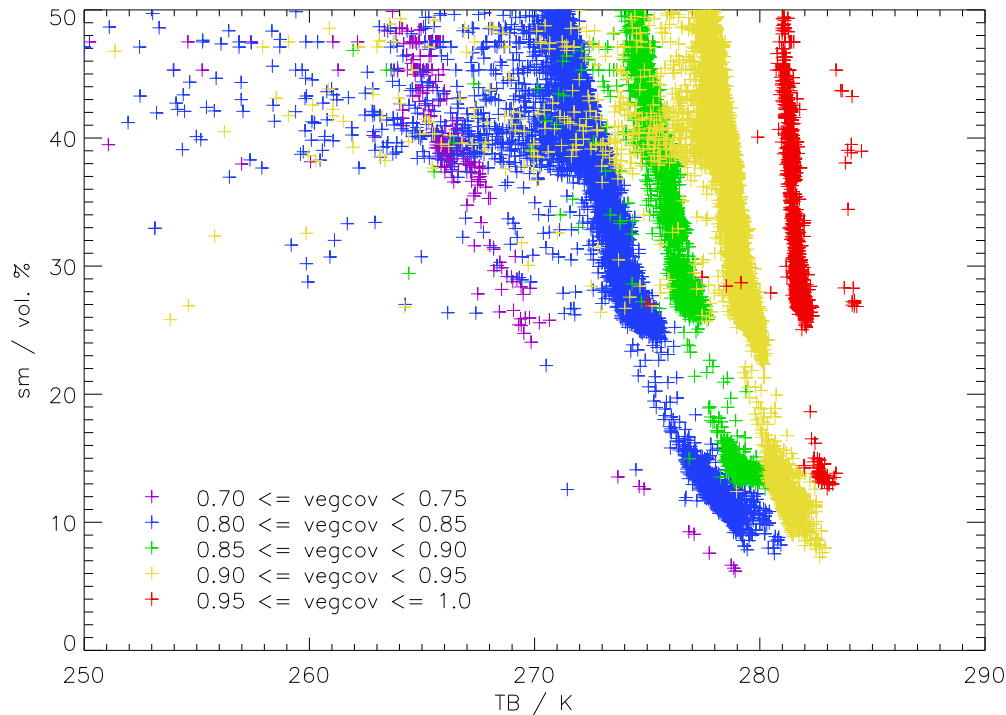


Abbildung 6.1: Zusammenhang von Bodenfeuchte  $sm$ , Strahlungstemperatur  $TB$  und Vegetationsbedeckungsgrad  $vegcov$  (farbig dargestellt) auf 1 km Auflösung für den 21.7.1999 bei 10.65 GHz.

dritten Ansatzes ist es deshalb, diese Effekte direkt nachzuweisen, indem zunächst Strahlungstransport-Modellierungen mit gemittelten Eingangsdaten durchgeführt werden. Die resultierenden mittleren Strahlungstemperaturen werden mit jenen verglichen, die aus hochaufgelösten Simulationen mit nachfolgender Mittelung der modellierten Strahlungstemperaturen resultieren.

### 6.1 Einfluss auf abgeleitete Bodenfeuchten

In diesem Abschnitt wird untersucht, ob ein für hochaufgelöste Daten abgeleitetes Retrieval auch für gemittelte Daten genutzt werden kann. Bei der Entwicklung dieses Retrievals muss beachtet werden, dass neben der Strahlungstemperatur auch der Vegetationsbedeckungsgrad einen wesentlichen Einfluss auf die abzuleitende Bodenfeuchte hat (Abb. 6.1). Die Korrelation zwischen  $TB$  und  $vegcov$  liegt im ungemittelten Fall bei 0.84 (s. Tab. 6.1), und ist somit deutlich größer als der Betrag der Korrelation zwischen  $sm$  und  $TB$  (-0.47).

## 6.1 Einfluss auf abgeleitete Bodenfeuchten

Tabelle 6.1: Korrelationen zwischen Bodenfeuchte  $sm$ , Strahlungstemperatur  $TB$  und Vegetationsbedeckungsgrad  $vegcov$  für den 21.7.1999 auf unterschiedlichen Mittelungsskalen. Die Werte bei 60 km beruhen auf einer sehr geringen Datengrundlage (Anzahl  $N$ ) und sollten deshalb nur mit großer Vorsicht interpretiert werden.

Skala / km	$N$	$\text{corr}(TB, sm)$	$\text{corr}(TB, vegcov)$	$\text{corr}(sm, vegcov)$	$\text{corr}(sm, TB')$
1	33955	-0.47	0.84	-0.12	-0.68
3	4137	-0.60	0.82	-0.21	-0.73
10	413	-0.60	0.80	-0.22	-0.69
30	51	-0.50	0.79	-0.11	-0.67
60	16	-0.66	0.84	-0.59	-0.31

Wegen dieser starken Korrelation von  $TB$  und  $vegcov$  würde ein multivariater Regressionsansatz, bei dem diese beiden Größen gleichzeitig einfließen würden, dazu führen, dass die Regression zufällig mehr Gewicht auf die eine oder die andere Größe legen könnte. Infolgedessen wären die Regressionskoeffizienten nicht physikalisch interpretierbar und für die zweite Untersuchungsmethode (Abschnitt 6.2) müsste deshalb ein anderer Ansatz verwendet werden. Diese Inkonsistenz kann vermieden werden, indem eine schrittweise Regression durchgeführt wird, bei der die Zusammenhänge zwischen Vegetationsbedeckungsgrad und Bodenfeuchte sowie zwischen Strahlungstemperatur und Bodenfeuchte getrennt berücksichtigt werden.

Zunächst wird der Einfluss des Vegetationsbedeckungsgrads  $vegcov$  auf  $TB$  parametrisiert:

$$TB_{ret} = c_1 \cdot vegcov + c_2 \quad (6.1)$$

Um Aussagen über die Abhängigkeit von  $TB$  und  $sm$  treffen zu können, werden im folgenden nur die Variationen in  $TB$  betrachtet, die nicht durch  $vegcov$  zu erklären sind:

$$TB' = TB - TB_{ret} = TB - (c_1 \cdot vegcov + c_2) \quad (6.2)$$

Das Residuum  $TB'$  ist stärker mit  $sm$  korreliert als  $TB$  (s. Tab. 6.1). Deshalb wird der Regressionsansatz in den vom Vegetationsbedeckungsgrad unbeeinflussten  $TB'$  aufgestellt. Dabei wird ein exponentieller Ansatz gewählt, weil für die Ableitung eines Retrievalalgorithmus nur eine monotone, invertierbare Funktion geeignet ist:

$$sm_{ret} = c_3 \cdot \exp(c_4 \cdot TB') + c_5 \quad (6.3)$$

Die Regressionsparameter werden anhand eines Trainingsdatensatzes (19.7.99) abgeleitet. Es ergeben sich:  $c_5 = 72.8$ ;  $c_4 = 0.12$ ;  $c_3 = -35.8$ ;  $c_2 = 229.4$  und

## 6 Quantifizierung der Aggregationseffekte

$c_1 = 55.1$ , wobei die Strahlungstemperaturen in Kelvin und die Vegetationsbedeckungsgrade in Werten zwischen 0 und 1 angegeben werden.

Diese Regressionsgleichung wird für das Fallbeispiel (21.7.1999) sowohl auf die hochaufgelösten Daten wie auch für alle Mittelungsskalen angewandt. Je besser die Regressionsgleichung des hochaufgelösten Trainingsdatensatzes für die unterschiedlichen Auflösungen des Fallbeispiels geeignet ist, desto geringer ist der Aggregationseffekt auf der betrachteten Mittelungsskala.

Die Güte der Regression ergibt sich für einen unabhängigen Datensatz, das Fallbeispiel 21.7.1999, aus dem Vergleich der Eingangsbodenfeuchten (aus TOPLATS) mit den abgeleiteten Bodenfeuchten. Bei dem ausgewählten Fallbeispiel zeigt sich im ungemittelten Fall eine hohe Korrelation von 0.82 zwischen Ausgangsbodenfeuchte und den abgeleiteten Werten (Abb. 6.2 und Tab. 6.2). Dieselbe Regressionsgleichung wird nun genutzt, um aus räumlich gemittelten Strahlungstemperaturen mit Auflösungen von 3, 10, 30 bzw. 60 km auf die entsprechenden mittleren Bodenfeuchten zu schließen. Verglichen werden die Regressionsergebnisse mit den analog dazu räumlich gemittelten TOPLATS-Bodenfeuchten (Abb. 6.2 und Tab. 6.2).

Bei einem Vergleich der Ergebnisse der verschiedenen Mittelungsskalen zeigt sich, dass der Gesamtfehler (RMSE) mit steigender Mittelungsskala leicht abnimmt, was mit der abnehmenden Variabilität der gemittelten Bodenfeuchten zu erklären ist. Auch beim systematischen Fehler (Bias) und der Korrelation sind Trends zu erkennen: Die Korrelation zwischen Eingangsbodenfeuchte und abgeleiteter Bodenfeuchte nimmt mit steigender Mittelungsskala ab und der Bias nimmt zu (Tab. 6.2). Dabei ist der Bias im hochaufgelösten Fall darauf zurückzuführen, dass die Regressionsgleichung anhand eines Trainingsdatensatzes abgeleitet wird und nicht anhand des Beispieltages 21.7.1999, für den die hier erläuterten Ergebnisse berechnet sind.

Die Tatsachen, dass der Bias bei Anwendung der Regressionsgleichung auf die größeren Skalen ansteigt und die Korrelation abnimmt, weisen auf Aggregationseffekte hin. Das auf hochaufgelösten Daten basierende Retrieval kann nicht

Tabelle 6.2: Güte der Anwendung der Regressionsgleichung Gl. (6.3), deren Koeffizienten aus hochaufgelösten Daten abgeleitet wurden, auf unterschiedlichen Mittelungsskalen.

Skala / km	$r = \text{corr}(sm, sm_{ret})$	RMSE / vol. %	bias / vol. %
1	0.82	5.90	2.51
3	0.85	5.03	2.90
10	0.83	4.66	3.19
30	0.80	4.48	3.42
60	0.67	4.50	3.68



## 6.1 Einfluss auf abgeleitete Bodenfeuchten

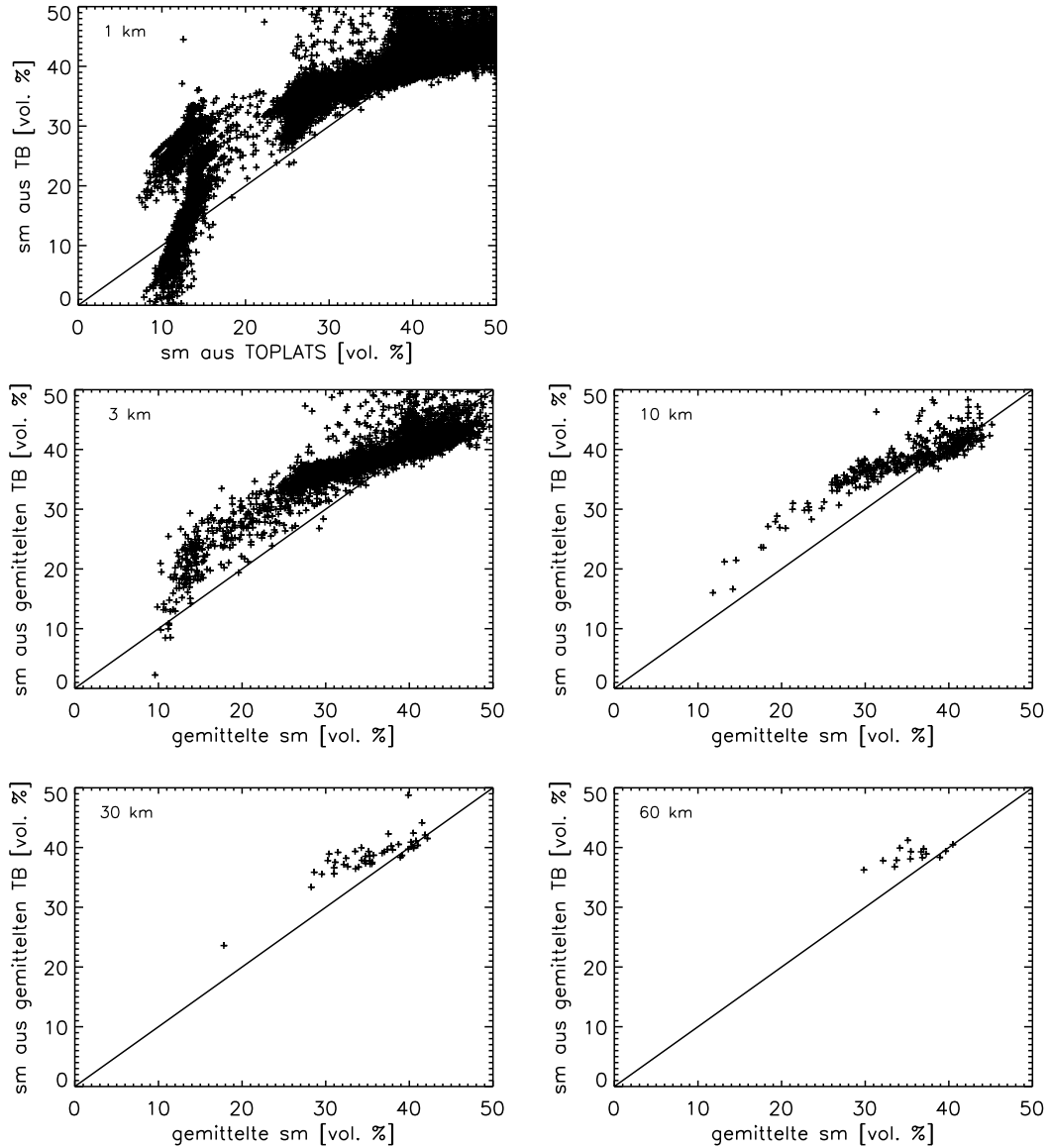


Abbildung 6.2: Zusammenhang zwischen gemittelten TOPLATS-Bodenfeuchten und aus gemittelten Strahlungstemperaturen abgeleiteten Bodenfeuchten. Eine exponentielle Regressionsgleichung zur Bestimmung von sm aus TB und vegcov, die aus hochaufgelösten Daten abgeleitet wird, wird dabei auf die Mittelungsskalen 3 bis 60 km angewandt (Fallbeispiel 21.7.1999).

ohne Qualitätsverlust auf gröbere Skalen übertragen werden. Der hier festgestellte Aggregationseffekt kann sowohl auf Nichtlinearitäten (z.B. im Strahlungstransport) zurückzuführen sein, als auch auf die Tatsache, dass der hochaufgelöste Trainingsdatensatz und die gemittelten Anwendungsdatensätze unterschiedliche Variabilitäten aufweisen: Abb. 6.2 zeigt, dass das Retrieval besonders für mittlere Bodenfeuchten zu hohe Werte liefert. Durch die Mittelung fallen die kompensierenden niedrigen und hohen Bodenfeuchten weg, so dass die Überschätzung im mittleren Bereich verstärkt wird.

Anhand der hier gewählten Vorgehensweise kann keine Aussage über den Anteil, den die beiden Effekte am Gesamtbias haben, getroffen werden. Insgesamt unterscheiden sich die Biasfehler bei den hochaufgelösten Daten und bei den auf 60 km gemittelten Daten um 1.2 vol. %. Dies ist eine obere Abschätzung für einen physikalischen, auf Nichtlinearitäten beruhenden Aggregationseffekt für das gezeigte Fallbeispiel bei 10.65 GHz.

### 6.2 Einfluss auf Regressionskoeffizienten eines Bodenfeuchteretrievals

Im letzten Abschnitt ist gezeigt worden, dass Aggregationseffekte auftreten, wenn ein anhand hochaufgelöster Daten abgeleitetes Retrieval auf gemittelte Daten angewandt wird. Nun wird untersucht, wie unterschiedlich resultierende Regressionsgleichungen sind, wenn diese für jede Mittelungsskala separat abgeleitet werden. Aus dem Vergleich der resultierenden Regressionskoeffizienten können Rückschlüsse auf Aggregationseffekte gezogen werden. Die Untersuchungen dieses Abschnitts finden anhand von Anomalien statt, damit die abzuleitenden Regressionskoeffizienten besser interpretiert werden können.

Wie im vorherigen Abschnitt wird eine schrittweise Regression durchgeführt, um den Einfluss, den der Vegetationsbedeckungsgrad auf die Bodenfeuchte hat und den Einfluss der Strahlungstemperatur auf die Bodenfeuchte getrennt voneinander zu berücksichtigen. Zunächst wird der Einfluss des Vegetationsbedeckungsgrads  $veg_{cov}$  auf  $TB$  parametrisiert:

$$TB_{ret} = c_1 \cdot veg_{cov} \quad (6.4)$$

Im Vergleich zur entsprechenden Gleichung im vorherigen Abschnitt (Gl. 6.1) fällt der konstante Term infolge der Nutzung von Anomalien hier weg.

Um Aussagen über die Abhängigkeit von  $TB$  und  $sm$  treffen zu können, werden im folgenden nur die Variationen in  $TB$  betrachtet, die nicht durch  $veg_{cov}$  zu erklären sind:

$$TB' = TB - TB_{ret} = TB - c_1 \cdot veg_{cov} \quad (6.5)$$

## 6.2 Einfluss auf Regressionskoeffizienten eines Bodenfeuchteretrievals

$TB'$  ist stärker mit  $sm$  korreliert als  $TB$  (s. Tab. 6.1). Deshalb wird der exponentielle Regressionsansatz in den vom Vegetationsbedeckungsgrad unbeeinflussten  $TB'$  aufgestellt. Dabei wird die Regressionskonstante so gewählt, dass die Regressionskurve durch den Ursprung geht. Das ist gegeben, wenn diese Konstante den negativen Wert des Koeffizienten  $c_2$  erhält.

$$sm_{ret} = c_2 \cdot \exp(c_3 \cdot TB') - c_2 \quad (6.6)$$

In die Gleichungen (6.4) bis (6.6) gehen die Strahlungstemperaturen in Kelvin ein, die Bodenfeuchte in vol. % und die Vegetationsbedeckungsgrade werden in Werten zwischen 0 und 1 angegeben.

Bei diesem exponentiellen Ansatz stellt das Produkt  $c_2 \cdot c_3$  die Steigung der Regression im Ursprung dar (1. Ableitung) und das Produkt  $c_2 \cdot c_3^2$  ist ein Maß für die Krümmung der Regressionsgerade (2. Ableitung). Im folgenden werden diese beiden Produkte anstelle der separaten Regressionkoeffizienten  $c_2$  und  $c_3$  wegen ihrer anschaulicheren Bedeutung betrachtet.

Aus Abb. 6.3 wird ersichtlich, dass der Zusammenhang zwischen  $TB'$ -Anomalien und Bodenfeuchte-Anomalien im hochaufgelösten Fall durch eine Ausgleichskurve mit einer geringen Krümmung beschrieben wird. Bei den Mittelungsskalen zwischen 3 und 30 km dient eine Ausgleichskurve mit stärkerer Krümmung zur Beschreibung des Zusammenhanges. Dieses veränderte Krümmungsverhalten der Kurven auf den unterschiedlichen Mittelungsskalen drückt den Aggregationseffekt aus.

Man sieht, dass bei der Mittelungsskala 60 km ein deutlich anderes Verhalten der Ausgleichsgerade zu erkennen ist, als auf den übrigen Skalen (Abb. 6.3), was auf die zu geringe Datengrundlage von nur noch 16 Punkten bei dieser Mittelungsskala zurückzuführen ist. Aus diesem Grund wird das Verhalten auf der 60 km-Mittelungsskala im folgenden nicht weiter betrachtet.

Anders als im vorherigen Abschnitt, verschlechtert sich die Güte der Regressionen mit zunehmender Mittelungsskalen nicht (Tab. 6.3). Die Korrelation

Tabelle 6.3: Güte der schrittweisen Regressionen (Gl. 6.6) zur Ableitung von Bodenfeuchte  $sm$  aus Strahlungstemperatur  $TB$  und Vegetationsbedeckungsgrad  $veg_{cov}$  für die verschiedenen Mittelungsskalen.

Skala / km	$r = \text{corr}(sm, sm_{ret})$	RMSE / vol. %	bias / vol. %
1	0.81	5.28	0.79
3	0.82	4.26	0.66
10	0.81	3.51	0.63
30	0.80	2.79	0.52

## 6 Quantifizierung der Aggregationseffekte

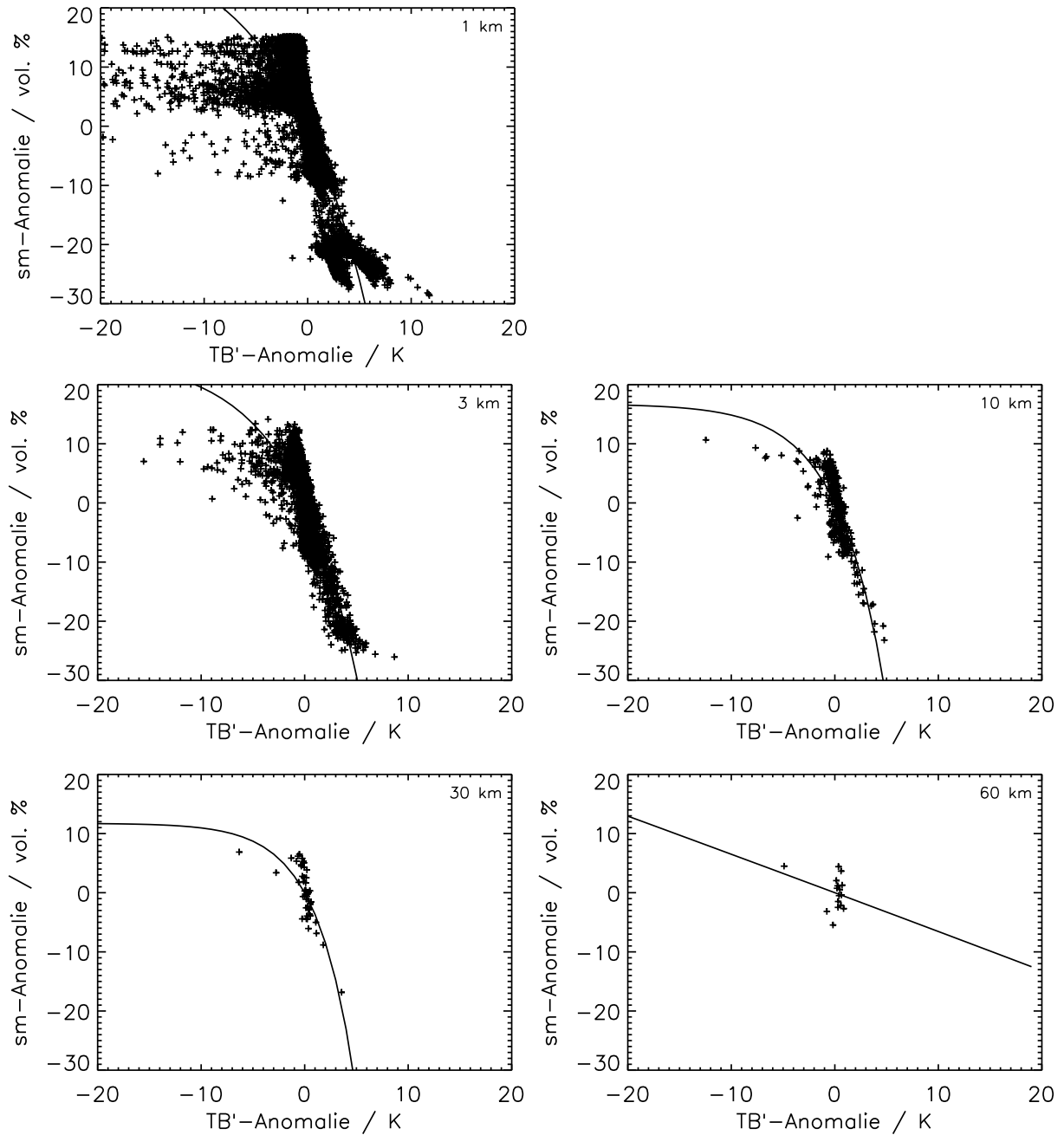


Abbildung 6.3: Zusammenhang zwischen Anomalien der Bodenfeuchte  $sm$  und Anomalien der um den Einfluss des Pflanzenbedeckungsgrads korrigierten Strahlungstemperatur  $TB'$  auf den Mittelungsskalen 1, 3, 10, 30 und 60 km (Fallbeispiel 21.7.1999).

### 6.3 Einfluss auf simulierte Strahlungstemperaturen

Tabelle 6.4: Koeffizienten  $c_1$  (s. Gl. 6.4),  $c_2 \cdot c_3$  und  $c_2 \cdot c_3^2$  (s. Gl. 6.6) der schrittweisen Regressionen zur Ableitung von Bodenfeuchte  $sm$  aus Strahlungstemperatur  $TB$  und Vegetationsbedeckungsgrad  $veg_{cov}$  für die unterschiedlichen Mittelungsskalen. Das Produkt  $c_2 \cdot c_3$  stellt dabei die Steigung der Regression im Ursprung dar (1. Ableitung) und das Produkt  $c_2 \cdot c_3^2$  ist ein Maß für die Krümmung der Regressionsgerade (2. Ableitung).

Skala / km	N	$c_1$	$c_2 \cdot c_3$	$c_2 \cdot c_3^2$
1	33955	57.74	-3.81	-0.45
3	4137	62.42	-3.86	-0.60
10	413	63.25	-3.66	-0.80
30	51	61.47	-3.18	-0.86

bleibt gleich, der Bias nimmt ab und der RMSE reduziert sich mit steigender Mittelungsskala deutlicher als in Kapitel 6.1.

Tab. 6.4 ist zu entnehmen, dass sich die Regressionen für die Mittelungsskalen 3, 10 und 30 km in Teilen ähnlich zueinander verhalten, aber durchaus auch Trends zu erkennen sind. Im Koeffizienten  $c_1$ , der den Einfluss des Vegetationsbedeckungsgrades beschreibt, ist kein Trend zu erkennen. Die Steigung der Regressionen im Mittelpunkt ( $c_2 \cdot c_3$ ) nimmt betragsmäßig leicht ab. Auch bei der Krümmung der Ausgleichsgeraden ( $c_2 \cdot c_3^2$ ) ist ein Trend zu erkennen. Die Krümmung steigt mit zunehmender Mittelungsskala (betragsmäßig) an. Das führt dazu, dass die abgeleiteten Bodenfeuchten für eine konstante  $TB$ -Anomalie bei einer Mittelungsskala immer kleiner sind als die Bodenfeuchten bei jeder feineren Mittelungsskala. Lediglich für die mittlere Strahlungstemperatur ( $TB$ -Anomalie=0) sind die Bodenfeuchtwerte auf allen Skalen gleich groß.

Diese Aussage stimmt mit den Ergebnissen des letzten Abschnitts überein, in dem die Anwendung des Retrievals aus hochaufgelösten Daten auf den größeren Skalen immer zu einem positiven Bias führte. Dort wurde die ansteigende Krümmung der Ausgleichsgerade bei größeren Mittelungsskalen nicht berücksichtigt, weshalb die Bodenfeuchten und die Strahlungstemperaturen auf jeder Mittelungsskala überschätzt wurden.

## 6.3 Einfluss auf simulierte Strahlungstemperaturen

In den beiden vorherigen Abschnitten wurden Retrieval der Bodenfeuchte auf Aggregationseffekte hin untersucht. Wenn Aggregationseffekte durch Nicht-linearitäten im Strahlungstransport entstehen, dann sollten sie auch in der

## 6 Quantifizierung der Aggregationseffekte

Vorwärts-Richtung, also in den Strahlungstransportmodellierungen, auftreten. Um dies zu untersuchen, werden gemittelte  $TB$  auf den Skalen 3, 10, 30 und 60 km mittels zweier unterschiedlicher Ansätze bestimmt: im einen Fall werden die hochaufgelösten  $TB$  auf die jeweilige Skala gemittelt und im anderen Fall werden die Eingangsdaten des Mikrowellenmodells gemittelt und durch Modellierungen mit den gemittelten Eingangsdaten werden anschließend die Strahlungstemperaturen auf der jeweiligen Skala bestimmt. Falls der Strahlungstransport linear ist, sollten beide Vorgehensweise zu identischen Ergebnissen führen. Je größer jedoch die Abweichungen zwischen den gemittelten Strahlungstemperaturen und den mit gemittelten Eingangsdaten berechneten Strahlungstemperaturen auf einer Mittelungsskala sind, desto größer ist der Aggregationseffekt.

Bei der Mittelung der Eingangsdaten wird grundsätzlich ein arithmetisches Mittel benutzt, mit Ausnahme der Atmosphärenprofile. Diese werden aus den interpolierten Radiosondendaten am Mittelpunkt einer Mittelungsbox genommen. Diese Vereinfachung ist möglich, weil die Abweichung innerhalb einer Mittelungsbox infolge der Interpolation der Radiosondendaten auf das Modellierungsgebiet nicht groß sind und die Atmosphäre zudem für die Modellierungen eine untergeordnete Rolle spielt.

Abb. 6.4 vergleicht die gemittelten  $TB$  aus hochaufgelösten Modellierungen mit den Modellierungen, die mit gemittelten Eingangsdaten durchgeführt wurden. Diese Simulationen werden nur auf einem Gebiet der Größe 660 km x 480 km durchgeführt, weil das jenes Teilgebiet des ursprünglichen Modellgebiets (710 km x 530 km) ist, das bei der Mittelungsskala von 60 km maximal genutzt werden kann. Aus Gründen der Vergleichbarkeit wird dieses reduzierte Gebiet bei den folgenden Untersuchungen für alle Mittelungsskalen benutzt. Der Vergleich zeigt, dass Aggregationseffekte auftreten, denn das Mitteln der Eingangsdaten vor den Modellierungen führt zu umso größeren Abweichungen von den nachträglich gemittelten hochaufgelösten Modellierungen, je größer die Mittelungsskala ist. Dies erkennt man besonders daran, dass der Bias mit steigender Mittelungsskala zunimmt und dass die Korrelation abnimmt. Der Bias ist allerdings selbst bei Mittelungsskalen von 60 km noch so gering und die Korrelation ist bei dieser Auflösung noch so groß, dass es sich hierbei auf allen betrachteten Mittelungsskalen um eher kleine Aggregationseffekte handelt.

Die folgende Überlegung zeigt, dass der hier bestimmte Bias der Strahlungstemperaturen in Größenordnung und Vorzeichen etwa dem im ersten Abschnitt (Kap. 6.1) abgeschätzten Aggregationseffekt für abgeleitete Bodenfeuchten entspricht: Das dort verwendete hochaufgelöste Retrieval vernachlässigt Heterogenität und geht von homogenen Bedingungen aus. Deshalb würde es auch auf einer gröberen Skala die richtige mittlere Bodenfeuchte ableiten, wenn es als Eingangsgröße das Ergebnis der Strahlungstransportrechnung mit gemit-

### 6.3 Einfluss auf simulierte Strahlungstemperaturen

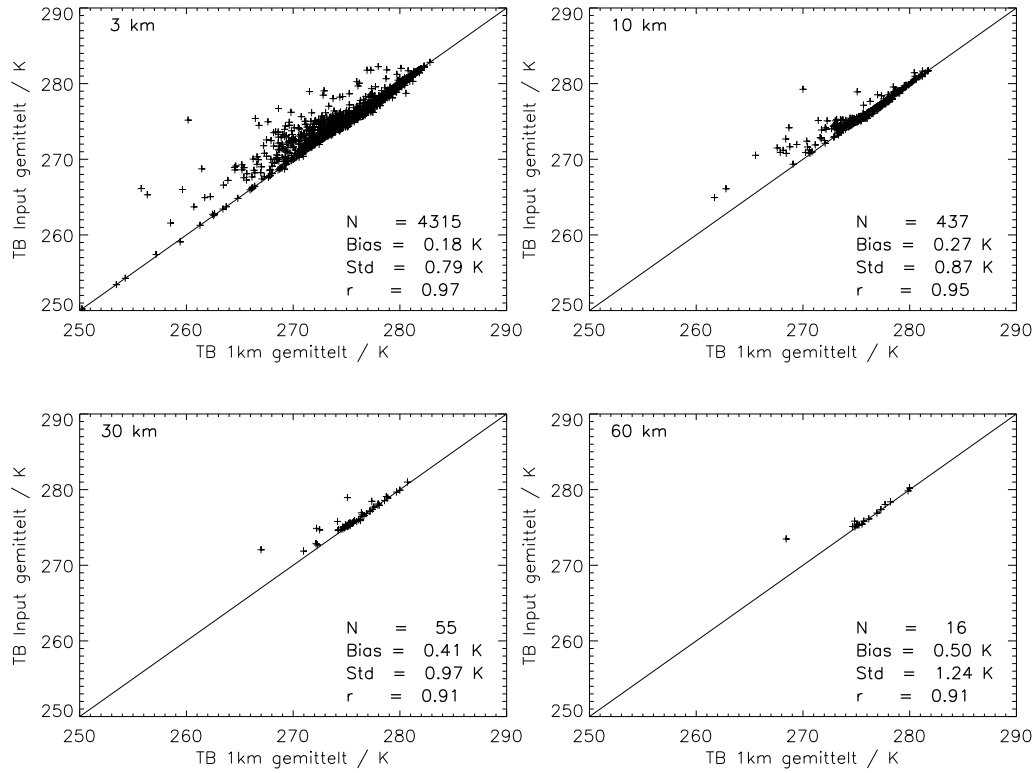


Abbildung 6.4: Vergleich von gemittelten hochaufgelösten TB mit modellierten TB, die auf der Grundlage gemittelter Eingangsdaten entstanden sind.

telten, homogenen Bodenparametern erhalten würde. In der Praxis misst ein Satellitensensor jedoch die nach dem Strahlungstransport gemittelte Strahlungstemperatur, die auf der 60 km-Skala im Mittel um  $-0.5\text{ K}$  abweicht (s. Abb. 6.4, unten rechts). Den Einfluss von Abweichungen in den Eingangsdaten auf die abgeleitete Bodenfeuchte kann man mittels der in Abschnitt 6.2 bestimmten Sensitivität des Retrievals von  $-3.5\text{ vol. \% / K}$  (siehe Parameter  $c_2 \cdot c_3$  in Tab. 6.4) abschätzen. Der Aggregationseffekt in der Strahlungstemperatur lässt sich somit in einen Aggregationseffekt für abgeleitete Bodenfeuchte von  $-0.5\text{ K} \cdot -3.5\text{ vol. \% / K} = 1.75\text{ vol. \%}$  übertragen. Diese grobe Abschätzung ist in guter Übereinstimmung mit dem im ersten Abschnitt bestimmten Fehler von  $1.2\text{ vol. \%}$ .

## 7 Zusammenfassung und Diskussion

In der vorliegenden Arbeit wird eine Modellkette bestehend aus dem hydrologischen Modell TOPLATS, dem IR-Strahlungstransportmodell Streamer\_IR und dem Mikrowellen-Strahlungstransportmodell LSMEM präsentiert und zur Quantifizierung von Aggregationseffekten bei Bodenfeuchte-Retrievalalgorithmen auf unterschiedlichen räumlichen Skalen eingesetzt. Unter Aggregationseffekten versteht man systematische Fehler, die bei der Anwendung von Retrievalalgorithmen auftreten können und die darauf zurückzuführen sind, dass der Zusammenhang zwischen Messgröße und abzuleitender Größe oftmals nichtlinear ist. Dies muss berücksichtigt werden, wenn auf unterschiedlichen räumlichen Skalen gearbeitet wird. Bei Retrievalverfahren unter Nutzung von Informationen aus mehreren Spektralbereichen wird immer auf unterschiedlichen räumlichen Skalen gearbeitet, weil die Messgeräte verschiedener Frequenzbereiche sehr unterschiedliche Auflösungen aufweisen.

Bevor die Modellkette zur Untersuchung von Aggregationseffekten bei Bodenfeuchte-Retrievalalgorithmen eingesetzt werden kann, muss für den Mikrowellenteil der Modellkette eine Kalibration durchgeführt werden, mit der zwei nicht messbare Parameter, die RMS-Höhe der Erdoberfläche  $\sigma$  und der Vegetationsstrukturparameter  $A$  für den Frequenzbereich 1.4 bis 19.4 GHz physikalisch konsistent festgelegt werden. Hinsichtlich des IR-Teils der Modellkette wird eine linearisierte Strahlungstransportgleichung entwickelt, die die Strahlungstransportmodellierungen wesentlich beschleunigt. Mittels der inversen linearisierten Strahlungstransportgleichung ist es zudem möglich, Oberflächentemperaturen aus Satellitenmessungen abzuleiten, was hier anhand von GOES-Messungen durchgeführt wird.

Mit diesen Erweiterungen steht eine Modellkette zur Verfügung, die zunächst auf ein Fallbeispiel aus SGP99 angewandt wird und mit der anschließend Aggregationseffekte von Bodenfeuchte-Retrievalalgorithmen in großen Gebieten mit akzeptablem Rechenaufwand untersucht werden können. Im folgenden werden die wichtigsten Ergebnisse jedes einzelnen Kapitels diskutiert und bewertet.



## MW-Modellkalibration

Zwei Eingangsparameter des LSMEM, die RMS-Höhe der Oberfläche  $\sigma$  und der Vegetationsstrukturparameter  $A$  können nicht direkt aus Messungen bestimmt werden. Deshalb werden diese beiden Parameter durch einen Kalibrationsansatz bestimmt. Die beiden Größen werden für 1.4, 2.7, 7.3, 10.65 und 19.4 GHz bei horizontaler und vertikaler Polarisationsrichtung kalibriert, indem jene Werte gesucht werden, bei denen Messungen und Modellierungen am besten übereinstimmen. Bei 37 GHz war keine Kalibration möglich, weil die Vegetation bei dieser Frequenz für nahezu alle möglichen Werte des Vegetationsstrukturparameters optisch dicht ist. Deshalb beeinflusst der Vegetationsstrukturparameter die Modellierungsergebnisse bei 37 GHz kaum noch. Die Unsicherheit der durch die Kalibration abgeleiteten Parameter, die auf die begrenzte Zahl der Messungen und auf Messfehler zurückzuführen ist, wird durch einen Kreuzvalidations-Ansatz abgeschätzt. Im allgemeinen ist es schwieriger, die gesuchten Kalibrationsparameter für vertikale Polarisation abzuleiten, weil vertikal polarisierte Strahlung weniger sensitiv auf die Erdoberfläche reagiert als horizontal polarisierte Strahlung. Die unabhängig voneinander resultierenden kalibrierten RMS-Höhen sind bei beiden Polarisationsrichtungen fast identisch und nehmen mit steigender Frequenz ab. Diese beiden Eigenschaften können damit erklärt werden, dass die Oberflächenrauigkeit nahezu isotrop ist und dass die Skala und die Amplitude der Oberflächenvariationen, die zu Oberflächen-Reflektionen beitragen, umso kleiner sind, je größer die Frequenz ist. Für den Vegetationsstrukturparameter ergibt sich bei der Kalibration eine Verkleinerung mit wachsender Frequenz. Dies steht in guter Übereinstimmung zu früheren Beobachtungen und theoretischen Studien (Wegmüller et al., 1995).

Die Modellkalibration zeigt, dass sowohl die frequenzabhängige RMS-Höhe der Oberfläche als auch der Vegetationsstrukturparameter wesentlichen Einfluss auf die Modellierungsergebnisse haben und ihre Kenntnis deshalb für erfolgreiche Strahlungstransportmodellierungen im Mikrowellenbereich und somit auch für Retrievalverfahren von Bodenfeuchte im Mikrowellenbereich unerlässlich ist. Durch Regressionsansätze, die die kalibrierten Daten nutzen, werden Parametrisierungen für die beiden Kalibrationsparameter und für beide Polarisationsrichtungen abgeleitet, die für die SGP99-Region und den Frequenzbereich 1.4 bis 19.4 GHz gültig sind. Diese Vorgehensweise ist genauer als der üblicherweise genutzte  $b$ -Parameter-Ansatz von Jackson und Schmugge (1991), der auf frequenzunabhängigen Parametern basiert (s. auch Thiele et al., 2007).

### LSTG

Die meisten herkömmlichen IR-Strahlungstransportmodelle sind sehr rechenzeitintensiv und sind deshalb in großen Gebieten wie dem SGP99-Gebiet nur schlecht nutzbar. Deshalb ist hier eine linearisierte Strahlungstransportgleichung als effiziente Lösung der IR-Strahlungstransportgleichung für große Gebiete entwickelt worden. Die LSTG ist invertierbar und deshalb auch zur Ableitung von Oberflächentemperaturen aus Satelliten-Messungen nutzbar.

Die Idee bei der LSTG-Approximation beruht auf der Tatsache, dass es bei großskaligen Anwendungen mit spärlichen Informationen über die atmosphärischen Gegebenheiten, wie sie von Radiosonden-Netzwerken geliefert werden, vorteilhaft sein kann, nur an den wenigen Punkten, an denen atmosphärische Profile vorliegen, exakte Modellierungen durchzuführen. Diese Modellierungen werden genutzt, um drei effektive optische Parameter der Atmosphäre (atmosphärische Transmissivität, aufwärtige und abwärtige atmosphärische Emission) abzuleiten, die dann räumlich interpoliert werden. Aus diesen effektiven Parametern kann bei Kenntnis der lokalen Oberflächenparameter die Strahlungstemperatur an jedem Gitterpunkt berechnet werden, indem die linearisierte Strahlungstransportgleichung LSTG genutzt wird. Die an den Radiosondenstationen benötigten herkömmlichen IR-Strahlungstransportmodellierungen werden mit `Streamer_IR` durchgeführt. Ebenso gut könnten diese Simulationen auch mit jedem anderen IR-Strahlungstransportmodell durchgeführt werden, es besteht also keine Einschränkung auf `Streamer_IR`.

Die herkömmliche Herangehensweise, bei der auf Grundlage der interpolierten Atmosphärenprofile an jedem Gitterpunkt exakte Strahlungstransport-Modellierungen durchgeführt werden, erfordert ungleich mehr Rechenzeit. Bei der hier gezeigten Anwendung der LSTG auf das SGP99-Gebiet ergibt sich eine Verringerung der Rechenzeit um einen Faktor 6000. Der RMS-Fehler, der durch die Linearisierung entsteht, liegt bei nur 0.3 K.

### Ableitung von Oberflächentemperaturen aus GOES-Messungen unter Anwendung der LSTG

Um möglichst genaue Informationen über die Oberflächentemperatur zu erhalten, bietet es sich an, die Oberflächentemperatur aus IR-Satellitenmessungen (hier GOES-Messungen) abzuleiten. Die vorgestellte LSTG für den IR-Strahlungstransport kann invertiert werden und ermöglicht dadurch die Ableitung der Oberflächentemperaturen aus Strahlungstemperatur-Messungen. Somit stehen neben den von TOPLATS modellierten Oberflächentemperatur-Feldern auch die aus GOES-Messungen abgeleiteten Oberflächentemperaturen für die

MW-Modellierungen zur Verfügung. Grundsätzlich sollten die aus Satellitenmessungen abgeleiteten Oberflächentemperaturen realistischer sein als die von TOPLATS modellierten, weil mit den GOES-Messungen schon flächenhafte Informationen zugrunde liegen, die bei TOPLATS erst durch Interpolation erzielt werden müssen. Anhand der Anwendung der gesamten Modellkette auf ein Fallbeispiel von SGP99 werden beide Oberflächentemperatur-Felder genutzt und auch verglichen (s. folgender Abschnitt).

### **Exemplarische Anwendung der Modellkette; Validation gegen TMI-Messungen**

In Kapitel 5 wird die gesamte Modellkette genutzt, um MW-Strahlungstemperaturen am Oberrand der Atmosphäre für ein Fallbeispiel aus SGP99 zu modellieren und mit TMI-Messungen bei 10.65 GHz zu vergleichen. Diese Modellierungen werden vergleichend mit von TOPLATS modellierten Oberflächentemperaturen und mit aus GOES abgeleiteten Oberflächentemperaturen durchgeführt. Es ergeben sich in weiten Teilen des Modellgebiets gute Übereinstimmungen zwischen den TMI-Messungen und den modellierten Strahlungstemperaturen. Die Modellierungen mit den beiden unterschiedlichen Oberflächentemperatur-Feldern weisen fast identische Güten auf (s. auch Abb. 5.11). Somit kann anhand dieses Fallbeispiels keine Bewertung der beiden Vorgehensweisen bezüglich der Oberflächentemperaturen vorgenommen werden. Da die Modellkette die TMI-Messungen für das Fallbeispiel in guter Qualität reproduziert, kann das Modell für Untersuchungen von Aggregationseffekten bei Bodenfeuchte-Retrievalalgorithmen eingesetzt werden.

### **Aggregationseffekte**

In der vorliegenden Arbeit werden Aggregationseffekte von Bodenfeuchte-Retrievalalgorithmen auf Skalen zwischen 1 und 60 km exemplarisch anhand der Frequenz 10.65 GHz untersucht. Diese Frequenz wird genutzt, weil es sich um die kleinste und deshalb auf Bodenfeuchte sensitivste Frequenz handelt, die bei SGP99 von einem satellitengetragenen Radiometer abgedeckt wird. Eine Satellitenfrequenz wird deshalb ausgewählt, weil Aggregationseffekte wegen der großen Satellitenfootprints besonders bei Retrievalverfahren auf der Grundlage von Satellitendaten berücksichtigt werden müssen. Die für diese Untersuchungen benötigten Eingangsdaten für das MW-Strahlungstransportmodell resultieren aus Messungen (SGP99 Experiment), aus hydrologischen Modellierungen mit TOPLATS, aus der vorgestellten MW-Modellkalibration sowie der Invertierung der vorgestellten LSTG zur Ableitung von Oberflächentemperaturen aus GOES-Messungen. Diese komplexe Modellkette wird benötigt, da Modellstudien zum Aggregationseffekt immer problematisch sind, weil die

## 7 Zusammenfassung und Diskussion

Parametrisierungen in einem Strahlungstransportmodell und die Modellkomplexität die nichtlinearen Effekte regeln (Drusch et al., 1999).

Um Aussagen über die auftretenden Aggregationseffekte treffen zu können, werden diese auf drei unterschiedliche Arten untersucht. Bei der ersten Methode geht es darum, die Existenz von Aggregationseffekten nachzuweisen. Dafür wird eine für hochaufgelöste Daten abgeleitete Regressionsgleichung auf gemittelte Daten angewandt. Die Abweichungen zwischen abgeleiteten und tatsächlichen Bodenfeuchten für die jeweilige Mittelungsskala sind teilweise auf Aggregationseffekte zurückzuführen. Das alternative Vorgehen, nämlich die Ableitung einer separaten Regressionsgleichung für jede Mittelungsskala bestätigt anhand der voneinander abweichenden, resultierenden Regressionsgleichungen das Auftreten von Aggregationseffekten. Die dritte Methode beruht auf der Überlegung, dass auch in der Vorwärtsrichtung, also bei den Strahlungstransportmodellierungen, Aggregationseffekte auftreten sollten, falls Nichtlinearitäten eine Erklärung für die Aggregationseffekte in der Rückwärtsrichtung, d.h. dem Retrieval sind.

Bei der ersten Methode (Kap. 6.1) treten Aggregationseffekte in Form von Bias-Fehlern auf, die entweder auf Nichtlinearitäten beispielsweise im Strahlungstransport zurückzuführen sind oder durch die Tatsache zu erklären sind, dass der im hochaufgelösten Fall genutzte Trainingsdatensatz und die gemittelten Felder des Fallbeispiels unterschiedliche Variabilitäten aufweisen. Als obere Abschätzung für die am Fallbeispiel-Tag im SGP99-Gebiet auftretenden Aggregationseffekte kann anhand der hier gewählten Methode für 10.65 GHz ein Wert von 1.2 vol. % bei einer Mittelung auf 60 km angegeben werden (s. Tab. 6.2).

Bei der zweiten Methode (Kap. 6.2) wird für jede Mittelungsskala eine quadratische Regressionsgleichung abgeleitet. Diese Regressionen sind auf den unterschiedlichen Mittelungsskalen ähnlich, allerdings steigt die Krümmung der Regressionskurven mit der Mittelungsskala etwas an. Es kann gezeigt werden, dass diese Ergebnisse konsistent mit denen in Abschnitt 6.1 sind, weil dort diese ansteigende Krümmung der Ausgleichsgerade unberücksichtigt geblieben ist.

Am anschaulichsten sind die Ergebnisse der dritten Methode zu verstehen und zu interpretieren. Wenn es keine Aggregationseffekte gäbe, erhielte man das gleiche Ergebnis, unabhängig davon ob zuerst modelliert und dann auf die jeweilige Mittelungsskala gemittelt wird oder ob zunächst die Eingangsdaten gemittelt und erst dann Modellierungen durchführt werden. Es wird deutlich, dass es einen Unterschied macht, in welcher Reihenfolge gemittelt und modelliert wird (Abb. 6.4). Das bedeutet, dass auf allen betrachteten Mittelungsskalen Aggregationseffekte auftreten.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass bei allen drei Methoden Aggregationseffekte auftreten, wenn auch nicht in besonders großer Ausprägung. Die Größenordnung der Aggregationseffekte liegt in Strahlungstemperaturen ausgedrückt bei etwa 0.5 K (s. Kap. 6.3). In Bodenfeuchten ausgedrückt handelt es sich um Aggregationseffekte der Größenordnung 1.5 vol. % (s. Kap. 6.1). Es kann gezeigt werden, dass beide Befunde gut übereinstimmen (s. Kap. 6.3).

Mittlere quadratische Fehler von Bodenfeuchte-Retrievalalgorithmen liegen bei ca. 5 vol. % (Tab. 6.2). Das bedeutet, dass in den hier aufgezeigten Beispielen die zufälligen Fehler eine größere Rolle spielen als die durch Aggregationseffekte begründeten Fehler. Ob dieses Verhalten auch in Fällen größerer Bodenfeuchte-Gradienten noch besteht, müsste anhand eines Fallbeispiels, bei dem unmittelbar nach einem Regenereignis große Bodenfeuchte-Gradienten vorliegen, überprüft werden. Allerdings beobachten auch andere Autoren Aggregationseffekte, die höchstens so groß sind wie der Retrievalfehler selbst (z.B. Drusch et al., 1999).

Ein weiterer Grund für die moderaten Aggregationseffekte sind die im Vergleich zu anderen Studien eher geringen Vegetationswassergehalte von weniger als 1.2 kg/m<sup>2</sup>. Da im vegetationsfreien Fall keine Aggregationseffekte auftreten (Burke und Simmonds, 2003), können bei geringen Vegetationswassergehalten keine großen Aggregationseffekte erwartet werden. Diese Argumentation steht im Einklang zu den Ergebnissen von Crow et al. (2005b), nach denen erwartet werden kann, dass bei größeren Vegetationswassergehalten auch deutlichere Aggregationseffekte auftreten. Dort vergrößerten sich die Aggregationseffekte bei einer künstlichen Verdreifachung der Vegetationswassergehalte um einen Faktor 6.

Gleichwohl sind die in dieser Arbeit festgestellten Aggregationseffekte von ähnlicher Größe wie sie auch von anderen Autoren beobachtet wurden: Crow et al. (2001) haben bei 6.925 GHz und Vegetationswassergehalten unterhalb von 0.75 kg/m<sup>2</sup> mittlere quadratische Fehler von 1.7 vol. % abgeschätzt. Dabei muss berücksichtigt werden, dass im mittleren quadratischen Fehler neben den Aggregationseffekten, d.h. dem systematischen Fehler, auch noch zufällige Fehler enthalten sind. Deshalb stellt der angegebene Wert von 1.7 vol. % eine obere Abschätzung für die Aggregationseffekte dar. Drusch et al. (1999) und Burke und Simmonds (2003) erhalten mittlere quadratische Fehler von höchstens 3 vol. % für 1.4 GHz, wobei Burke und Simmonds (2003) Vegetationswassergehalte von weniger als 3 kg/m<sup>2</sup> betrachten. Ebenfalls für 1.4 GHz geben Crow et al. (2005b) Aggregationseffekte von 2.5 vol. % bei Vegetationswassergehalten unterhalb von 3 kg/m<sup>2</sup> an.

Für zukünftige Untersuchungen zur Quantifizierung von Aggregationseffekten bei Bodenfeuchte-Retrievalalgorithmen müssten die aufgezeigten Unter-

## 7 Zusammenfassung und Diskussion

suchungsmethoden auf andere Fallbeispiele, weitere Frequenzen und andere Messgebiete ausgeweitet werden. Da es weitere wolkenfreie Tage während SGP99 gab, wäre der erste Schritt eine Auswertung dieser Fallbeispiele. Die Untersuchungen anhand der SGP99-Daten für andere Frequenzen durchzuführen, könnte bedeuten, dass man Frequenzen unterhalb von 10 GHz nutzt, die eine größere Sensitivität auf Bodenfeuchte aufweisen, aber während SGP99 nur von flugzeuggetragenen Radiometern gemessen wurden. Alternativ könnte man auf die satellitengetragenen Radiometer TMI und SSM/I mit der Frequenzen 19.4 GHz ausweichen und die geringere Bodenfeuchte-Sensitivität dieser Frequenz in Kauf nehmen. Da die Landoberflächenheterogenitäten einen Einfluss auf die Aggregationseffekte haben (Crow et al., 2005a), gelten die hier getroffenen Aussagen zunächst nur für das SGP99-Messgebiet. Eine Anpassung der Modellkette auf andere Messgebiete und Nutzung von Daten dazugehöriger Messkampagnen (z.B. der Bodenfeuchte-Experimente SMEX-02, SMEX-03 oder SMEX04-NAME) würde es ermöglichen, ein genaueres Verständnis der Aggregationseffekte zu erlangen und auf diesem Wege zu immer allgemeineren Aussagen zu gelangen. Dabei sollte anhand von Zeitserien innerhalb eines Messgebietes untersucht werden, ob die Aggregationseffekte eher statischer Natur sind, also durch Landoberflächenheterogenitäten dominiert werden, oder ob die zeitlich stark variablen meteorologischen Einflussgrößen, wie z.B. Niederschlag, wichtiger sind.

Das Ziel dabei ist, die Aggregationseffekte derart gut zu verstehen, dass man möglichst gebietsunabhängige Aussagen treffen kann und die Erkenntnisse somit global anwendbar sind. Wenn dies für alle MW-Frequenzen, die bei Retrievalverfahren genutzt werden, gelänge, wäre die Fehlerquelle „Aggregationseffekte“ für Bodenfeuchte-Retrievalverfahren ausgeschaltet und von Satelliten gelieferte Daten könnten gewinnbringender für die Fernerkundung von Bodenfeuchte genutzt werden, als dies bisher der Fall ist.

Dadurch, dass satellitengetragene Radiometer immer kleinere Frequenzen abdecken (z.B. AMSR-E mit der kleinsten MW-Frequenz 6.9 GHz, gestartet in 2002 (Njoku et al., 2003)) und SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity Mission, mit 1.4 GHz, geplanter Start Herbst 2008 (Kerr et al., 2001; Kerr, 2007)), können die hier aufgezeigten Untersuchungen bei immer kleineren, und damit für die Bodenfeuchte-Fernerkundung geeigneteren Satellitenfrequenzen durchgeführt werden. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die Satellitenfootprints bei kleineren Frequenzen größer werden, so dass Aggregationseffekte eine größere Bedeutung bekommen werden. Wenn diese geeigneteren kleinen Satellitenfrequenzen unter Berücksichtigung der auftretenden Aggregationseffekte für zukünftige Bodenfeuchte-Retrievalalgorithmen genutzt werden, können zunehmend bessere Fernerkundungsergebnisse erzielt werden, die für Klimamodelle und numerische Wettervorhersagemodelle von großem Nutzen sein können.

# Literaturverzeichnis

- Aires, F. and C. Prigent, Toward a new generation of satellite surface products?, *J. Geophys. Res.*, 111, D22S10, doi:10.1029/2006JD007362, 2006.
- Balsamo, G., J.-F. Mahfouf, S. Belair, and G. Deblonde, A Global Root-Zone Soil Moisture Analysis Using Simulated L-band Brightness Temperature in Preparation for the Hydros Satellite Mission, *J. Hydromet.*, 7, 1126–1146, 2006.
- Beven, K. J. and M. J. Kirkby, A physically based, variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrol. Sci. Bull.*, 24, 1, 43–69, 1979.
- Bindlish, R. and A. P. Barros, Subpixel variability of remotely sensed soil moisture: An inter-comparison study of SAR and ESTAR, *IEEE Trans. Geo. Rem. Sens.*, 40 (2), 326–337, 2002.
- Bras, R. L., *An introduction to hydrologic science*, Addison-Wesley-Publishing Company, 1990.
- Burke, E. J. and L. P. Simmonds, Effects of sub-pixel heterogeneity on the retrieval of soil moisture from passive microwave radiometry, *Int. J. Remote Sensing*, 24, No. 10, 2085–2104, 2003.
- Choudhury, B., T. Schmugge, A. Chang, and R. Newton, Effect of surface roughness on the microwave emission of soils. , *J. Geophys. Res.*, 84, 5699–5706, 1979.
- Crow, W. T., S. Chan, D. Entekhabi, P. R. Houser, A. Y. Hsu, T. J. Jackson, E. N. Njoku, P. E. O'Neill, J. Shi, and X. Zhan, An Observing System Simulation Experiment for Hydros Radiometer-Only Soil Moisture Products, *IEEE Trans. Geo. Rem. Sens.*, 43 (6), 1289–1303, 2005b.
- Crow, W. T., M. Drusch, and E. F. Wood, An Observation System Simulation Experiment for the Impact of Land Surface Heterogeneity on AMSR-E Soil Moisture Retrieval, *IEEE Trans. Geo. Rem. Sens.*, 39 (8), 1622–1631, 2001.
- Crow, W. T., D. Ryu, and J. S. Famiglietti, Upscaling of field-scale soil moisture measurements using distributed land surface modeling, *Advances in Water Resources*, 28, 1–14, 2005a.

## Literaturverzeichnis

- Crow, W. T. and E. F. Wood, The Value of Coarse-Scale Soil Moisture Observations for Regional Surface Energy Balance Modeling, *J. Hydromet.*, 3, 467–482, 2002.
- Dingman, S. L., *Physical Hydrology*, Prentice Hall, 1994.
- Dobson, M. C., F. T. Ulaby, M. T. Hallikainen, and M. A. El-Rayes, Microwave Dielectric Behavior of Wet Soil - Part II: Dielectric Mixing Models, *IEEE Trans. Geo. Rem. Sens.*, GE-23, No. 1, 35–46, 1985.
- Drusch, M., Persönliche Mitteilung, 2003.
- Drusch, M., E. F. Wood, H. Gao, and A. Thiele, Soil moisture retrieval during the Southern Great Plains Hydrology Experiment 1999: A comparison between experimental remote sensing data and operational products, *Water Res. Res.*, 40, W02504, doi: 10.1029/2003WR002441, 2004.
- Drusch, M., E. F. Wood, and T. J. Jackson, Vegetative and atmospheric corrections for the soil moisture retrieval from passive microwave remote sensing data: Results from the Southern Great Plains Hydrology Experiment 1997, *J. Hydromet.*, 2, 181–192, 2001.
- Drusch, M., E. F. Wood, and C. Simmer, Up-Scaling effects in passive microwave remote sensing: ESTAR 1.4 GHz measurements during SGP '97, *Geo. Res. L.*, 26, 879–882, 1999.
- Entekhabi, D., Recent advances in land-atmosphere interaction research, *Rev. Geophys.*, 33, 995–1003, 1995.
- Famiglietti, J. and E. Wood, Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes, *Water Res. Res.*, 30, 11, 3061–3078, 1994.
- Famiglietti, J. S., J. A. Devereaux, C. A. Laymon, T. Tsegaye, P. R. Houser, T. J. Jackson, S. T. Graham, M. Rodell, and P. J. Oevelen, Ground-based investigation of soil moisture variability within remote sensing footprints during the Southern Great Plains 1997 (SGP97) Hydrology Experiment, *Water Res. Res.*, 35, No. 6, 1839–1851, 1999.
- Famiglietti, J. S., M. Sivapalan, D. J. Thongs, and E. F. Wood, A catchment scale water balance model for FIFE, *J. Geophys. Res.*, 97, 11, 18997–19007, 1992.
- Faysash, D. A. and E. A. Smith, Simultaneous Retrieval of Diurnal to Seasonal Surface Temperatures and Emissivities over SGP ARM-CART Site Using GOES Split Window, *J. Appl. Meteor.*, 39, 971–982, 2000.



- Gao, H., E. F. Wood, M. Drusch, W. T. Crow, and T. J. Jackson, Using a microwave emission model to estimate soil moisture from ESTAR observations during SGP99, *J. Hydromet.*, 5(1), 49–63, 2004.
- Gao, H., E. F. Wood, M. Drusch, T. J. Jackson, and R. Bindlish, Using TRMM/TMI to retrieve soil moisture over the southern United States from 1998 to 2002, *J. Hydromet.*, 7, 23–38, 2006.
- Hollinger, J. C., *DMSP Special Sensor Microwave / Imager Calibration / Validation Final Report (I)*, Naval Res. Lab., Washington D.C., 1989.
- Jackson, T., A. J. Gasiewski, A. Oldak, M. Klein, E. G. Njoku, A. Yevgrafov, S. Christiani, and R. Blindish, Soil Moisture Retrieval Using the C-Band Polarimetric Scanning Radiometer During the Southern Great Plains 1999 Experiment, *IEEE Trans. Geo. Rem. Sens.*, 40, 2151–2161, 2002.
- Jackson, T. J. and A. Y. Hsu, Soil Moisture and TRMM Microwave Imager Relationships in the Southern Great Plains 1999 (SGP99) Experiment, *IEEE Trans. Geo. Rem. Sens.*, 39, 1632–1642, 2001.
- Jackson, T. J. and T. J. Schmugge, Vegetation effects on the passive microwave emission of soils, *Rem. Sens. Env.*, 36, 203–212, 1991.
- Jackson, T. J., T. J. Schmugge, and J. R. Wang, Passive Microwave Sensing of Soil Moisture Under Vegetation Canopies, *Water Res. Res.*, 18 (4), 1137–114, 1982.
- Jackson, T. J., D. M. L. Vine, A. Y. Hsu, A. Oldak, P. J. Starks, C. T. Swift, J. D. Isham, and M. Hakan, Soil Moisture Mapping at Regional Scales Using Microwave Radiometry: The Southern Great Plains Hydrology Experiment, *IEEE Trans. Geo. Rem. Sens.*, 37, 2136–2151, 1999.
- Jin, M., Analysis of land skin temperature using AVHRR observations, *BAMS*, pages doi: 10.1175/BAMS-85-4-587, 2004.
- Joseph, J. H., W. J. Wiscombe, and J. A. Weinman, The delta Eddington approximation for radiative flux transfer, *J. Atmos. Sci.*, 33, 2452–2459, 1976.
- Kerr, Y. H., Soil moisture from space: Where we are?, *Hydrogeology Journal*, 15, 117–120, 2007.
- Kerr, Y. H. and E. G. Njoku, A Semiempirical Model for Interpreting Microwave Emission from Semiarid Land Surfaces as Seen From Space, *IEEE Trans. Geo. Rem. Sens.*, 28, 384–393, 1990.

## Literaturverzeichnis

- Kerr, Y. H. and J. P. Wigneron, Vegetation Models and Observations. A Review, in *B.J. Choudhury, Y.H. Kerr, E.G. Njoku, P.Pampaloni (Eds.): Passive Microwave Remote Sensing of Land-Atmosphere Interactions. VSP, Utrecht, The Netherlands, 685 p.*, 1995.
- Kerr, Y. P., P. Waldteufel, J.-M. Martinuzzi, J. Font, and M. Berger, Soil moisture retrieval from space: The Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) mission, *IEEE Trans. Geo. Rem. Sens.*, 39, 1729–1735, 2001.
- Key, J. and A. J. Schweiger, Tools for atmospheric radiative transfer: Streamer and FluxNet, *Computer & Geosciences*, 24(5), 443–451, 1998.
- Kirdyashev, K. P., A. A. Chukhlantsev, and A. M. Shutko, Microwave Radiation of the Earth's Surface in the Presence of a Vegetation Cover, *Radio Science and Electronics*, 24, 256–264, 1979.
- Klein, L. A. and C. T. Swift, An improved model for the dielectric constant of sea water at microwave frequencies, *IEEE Trans. Ant. Propagat*, AP-25, 104–111, 1977.
- Liebe, H. J., MPM - an atmospheric millimeter-wavepropagation model, *Int. J. Infrared Millimeter Waves*, 10, 631–650, 1989.
- Maetzler, C. and A. Sume, Microwave Radiometry of Leaves, in *P. Pampaloni (Ed.): Microwave Radiometry and Remote Sensing Applications, VSP Utrecht, The Neatherlands*, pages 133–148, 1989.
- Miller, D. A. and R. A. White, A conterminous United States multilayer soil characteristics dataset for regional climate and hydrology modeling, *Earth Interactions*, available at <http://EarthInteractions.org>, 1998.
- Mo, T., B. J. Choudhury, T. J. Schmugge, J. R. Wang, and T. J. Jackson, A model for microwave emission from vegetation covered fields, *J. Geophys. Res.*, 87, 11229–11237, 1982.
- Njoku, E. G. and D. Entekhabi, Passive remote sensing of soil moisture, *J. Hydrol.*, 184, 101–129, 1996.
- Njoku, E. G., T. J. Jackson, V. Lakshmi, T. K. Chan, and S. V. Nghiem, Soil moisture retrieval from AMSR-E, *IEEE Trans. Geo. Rem. Sens.*, 41, 215–229, 2003.
- Njoku, E. G. and L. Li, Retrieval of Land Surface Parameters Using Passive Microwave Measurements at 6-18 GHz, *IEEE Trans. Geo. Rem. Sens.*, 37 (1), 79–93., 1999.

- Pampaloni, P. and S. Paloscia, Microwave emission and plant water content: A comparison between field measurements and theory, *IEEE Trans. Geo. Rem. Sens.*, GE-24 (6), 900–905, 1986.
- Pauwels, V. R. N. and E. F. Wood, A soil vegetation-atmosphere transfer scheme for the modeling of water and energy balance processes in high latitudes: 2. Application and validation, *J. Geophys. Res.*, 104, D22, 27, 27,823–27,839, 1999.
- Peters-Lidard, M. S. Z., C. D. and E. Wood, A soil-vegetation-atmosphere transfer scheme for modeling spatially variable water and energy balance processes, *J. Geophys. Res.*, 102, D4, 4303–4323, 1997.
- Saleh, K., J.-P. Wigneron, P. Waldteufel, P. de Rosnay, M. Schwank, J.-C. Calvet, and Y. H. Kerr, Estimates of surface soil moisture under grass covers using L-band radiometry, *Rem. Sens. Env.*, 109, 42–53, 2007.
- Seuffert, G., Two approaches to improve the simulation of near surface processes in numerical weather prediction models, *Dissertation an der Universität Bonn*, page 128 S., 2001.
- Seuffert, G., H. Wilker, P. Viterbo, M. Drusch, and J.-F. Mahfouf, On the usage of screen-level parameters and microwave brightness temperature for soil moisture analysis, *J. Hydromet.*, 5 (3), 516–531, 2004.
- Sivapalan, M., K. Beven, and E. F. Wood, On hydrology similarity, 2., A scaled model of storm runoff production, *Water Res. Res.*, 23, 2266–2278, 1987.
- Sun, D. and R. T. Pinker, Retrieval of surface temperature from the MSG-SEVIRI observations: Part I. Methodology, *Int. J. Remote Sensing*, 28, 5255–5272, 2007.
- Sun, D., R. T. Pinker, and J. Basara, Land Surface Temperature Estimation from the Next Generation of Geostationary Operational Environmental Satellites: GOES M-Q, *J. Appl. Met.*, 43, 363–372, 2004.
- Thiele, A., F. Ament, and C. Simmer, Evaluation and calibration of a microwave emission model using the Southern Great Plains 1999 experiment data set, *Meteorol. Z.*, 16, No. 2, 149–158, 2007.
- Ulaby, F. T., M. Razani, and M. C. Dobson, Effects of vegetation cover on the microwave radiometric sensitivity to soil moisture, *IEEE Trans. Geo. Rem. Sens.*, GE-21, 51–61, 1983.

## Literaturverzeichnis

- Valor, E. and V. Caselles, Mapping land surface emissivity from NDVI: Application to European, Africa, and South American areas, *Remote Sens. Environ.*, 57, 167–184, 1996.
- Wang, J. R. and B. J. Choudhury, Remote Sensing of soil moisture content over bare field at 1.4 GHz frequency, *J. Geophys. Res.*, 86 (C6), 5277–5282, 1981.
- Wang, J. R., P. E. O'Neill, T. J. Jackson, and E. T. Engman, Multifrequency measurements of the effects of soil moisture, soil texture, and surface roughness, *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 21, 5277–5282, 1983.
- Wegmüller, U., C. Mätzler, and E. Njoku, Canopy opacity models, in *B. J. Choudhury, Y. H. Kerr, E. G. Njoku, P. Pampaloni (Eds.): Passive Microwave Remote Sensing of Land-Atmosphere Interactions. VSP, Utrecht, The Netherlands*, pages 375–387, 1995.
- Wen, J. and Z. Su, Determination of land surface temperature and soil moisture from Tropical Rainfall Measuring Mission/Microwave Imager remote sensing data, *J. Geophys. Res.*, 108, D2, 4038, doi:10.1029/2002JD002176, 2003.
- Western, A. W., R. B. Grayson, and G. Blöschl, Scaling of soil moisture: A hydrologic Perspective, *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 30, 149–180, 2002.
- Wilker, H., M. Drusch, G. Seuffert, and C. Simmer, Effects of the Near-Surface Soil Moisture Profile on the Assimilation of L-band Microwave Brightness Temperature, *J. Hydromet*, 7, 433–442, 2006.